

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE D'INGÉNIEUR-DOCTEUR

PAR

S. HÉNIN

INGÉNIEUR AGRICOLE

DIPLOMÉ DE LA SECTION D'APPLICATION DE L'ENSEIGNEMENT AGRICOLE
ET DES RECHERCHES AGRONOMIQUES

1^{re} THÈSE. — ÉTUDE PHYSICO-CHIMIQUE DE LA STABILITÉ STRUCTURALE DES TERRES.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

soutenues le **14 JAN. 1939** devant la Commission d'examen.

MM. A. JAVILLIER..... *Président.*

F. PERRIN.....
WYART..... } *Examineurs.*

PARIS

IMPRIMERIE NATIONALE

1938

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES

DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE D'INGÉNIEUR-DOCTEUR

PAR

S. HÉNIN

INGÉNIEUR AGRICOLE

DIPLOMÉ DE LA SECTION D'APPLICATION DE L'ENSEIGNEMENT AGRICOLE
ET DES RECHERCHES AGRONOMIQUES

1^{re} THÈSE. — ÉTUDE PHYSICO-CHIMIQUE DE LA STABILITÉ STRUCTURALE DES TERRES.

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le

devant la Commission d'examen.

MM. A. JAVILLIER..... *Président.*

F. PERRIN..... } *Examineurs.*
WYART..... }

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS.

MM.

Doyen honoraire..... M. MOLLIARD.

Doyen..... G. MAURAIN, Professeur, Physique du Globe.

Professeurs honoraires.



H. LEBESGUE.
A. FERNBACH.
Émile PICARD.
LÉON BRILLOUIN.
GUILLET.
PÉCHARD.
FREUNDLER.
AUGER.

BLAISE.
DANGEARD.
LESPIEAU.
MARCHIS.
VESSOT.
PORTIER.
MOLLIARD.
LAPICQUE.

G. BERTRAND.
ABRAHAM.
Ch. FABRY.
LÉON BERTRAND.
WINTREBERT.
DUBOSQ.
BOHN.
RABAUD.

PROFESSEURS.

M. CAULLERY..... T Zoologie (Évolution des êtres organisés).
N..... T Chimie générale.
Émile BOREL..... T Calcul des probabilités et Physique mathématique.
Jean PERRIN..... T Chimie physique.
E. CARTAN..... T Géométrie supérieure.
A. COTTON..... T Recherches physiques.
J. DRACH..... T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.
Charles PÉREZ..... T Zoologie.
M. GUICHARD..... T Analyse et mesures chimiques.
Paul MONTEL..... T Théorie des fonctions et Théorie des transformations.
L. BLARINGHEM..... T Botanique.
G. JULIA..... T Mécanique analytique et Mécanique céleste.
G. MAUGUIN..... T Minéralogie.
A. MICHEL-LÉVY..... T Pétrographie.
H. BÉNARD..... T Mécanique expérimentale des fluides.
A. DENJOY..... T Application de l'analyse à la Géométrie.
L. LUTAUD..... T Géographie physique et géologie dynamique.
Eugène BLOCH..... T Physique théorique et physique céleste.
G. BRUHAT..... Physique.
E. DARMOIS..... Enseignement de Physique.
A. DEBIERNE..... T Physique générale et Radioactivité.
A. DUFOUR..... T Physique (P. C. B.).
L. DUNOYER..... Optique appliquée.
A. GUILLIERMOND..... T Botanique.
M. JAVILLIER..... Chimie biologique.
ROBERT-LÉVY..... T Physiologie comparée.
F. PICARD..... Zoologie (Évolutions des êtres organisés).
Henri VILLAT..... T Mécanique des fluides et applications.
Ch. JACOB..... T Géologie.
P. PASCAL..... T Chimie minérale.
M. FRÉCHET..... T Calcul différentiel et Calcul intégral.
E. ESCLANGON..... T Astronomie.
M^{me} RAMART-LUCAS. T Chimie organique.

H. BÉGHIN..... T Mécanique physique et expérimentale.
FOCH..... Mécanique expérimentale des fluides.
PAUTHENIER..... Physique (P. C. B.).
DE BROGLIE..... T Théories physiques.
CHRÉTIEN..... Optique appliquée.
P. JOB..... Chimie générale.
LABROUSTE..... Physique du Globe.
PRENANT..... T Anatomie et histologie comparées.
VILLEY..... Mécanique physique et expérimentale.
COMBES..... T Physiologie végétale.
GARNIER..... T Mathématiques générales.
PÉRÉS..... Mécanique théorique des fluides.
HACKSPILL..... Chimie (P. C. B.).
LAUGIER..... T Physiologie générale.
TOUSSAINT..... Technique aéronautique.
M. CURIE..... Physique (P. C. B.).
G. RIBAUD..... T Hautes températures.
CHAZY..... T Mécanique rationnelle.
GAULT..... Chimie (P. C. B.).
CROZE..... Recherches physiques.
DUPONT..... T Théories chimiques.
LANQUINE..... Géologie structurale et géologie appliquée.
VALIRON..... Mathématiques générales.
BARRABÉ..... Géologie structurale et géologie appliquée.
MILLOT..... Biologie animale (P. C. B.).
F. PERRIN..... Théories physiques.
VAVON..... Chimie organique.
G. DARMOIS..... Calcul des probabilités et Physique-Mathématique.
CHATTON..... T Biologie maritime.
AUBEL..... Chimie biologique.
Jacques BOURCART. Géographie physique et géologie dynamique.
M^{me} JOLIOT-CURIE.. Physique générale et radioactivité.
PLANTEFOL..... Biologie végétale (P. C. B.).
CABANNES..... Enseignement de Physique.
GRASSÉ..... Biologie animale (P. C. B.).
PRÉVOST..... Chimie (P. C. B.).
BOULIGAND..... Mathématiques.

Secrétaire..... A. PACAUD.

Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.

A MA FEMME.

A MES FILS.

*A MONSIEUR L'INSPECTEUR GÉNÉRAL DEMOLON,
MEMBRE DE L'ACADÉMIE D'AGRICULTURE.*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41552417_0066

C'est un agréable devoir pour moi d'exprimer ici ma gratitude à Ceux qui m'ont encouragé moralement et aidé matériellement pendant que j'exécutais ce travail. Je citerai tout d'abord :

M. l'Inspecteur général DEMOLON, membre de l'Académie d'Agriculture, dans le service duquel ce travail a été exécuté, et qui m'a témoigné l'intérêt qu'il prenait à mes efforts en me prodiguant ses conseils et son appui ;

M. le Professeur JAVILLIER, membre de l'Institut, qui a bien voulu faire bénéficier ce travail de sa haute autorité en acceptant de faire partie de notre jury ;

M. le Professeur Francis PERRIN, qui m'a éclairé de ses bienveillantes critiques, et qui a assumé la fonction absorbante d'examineur de thèse ;

M. le Professeur WYART, qui a bien voulu me donner de précieux conseils ;

M. l'Inspecteur général REY, à qui je dois l'impression de ce travail ;

M. BURGEVIN, Directeur de la Station centrale d'Agronomie, qui a mis à ma disposition de précieux échantillons et a toujours témoigné à mes efforts une bienveillante sympathie.

Il me faudrait également nommer mes Collègues du Centre de Recherches agronomiques de Versailles, pour l'aide que j'ai obtenue de leur cordialité, mais la liste en serait trop longue.

Je suis heureux de prier Ceux que j'ai nommés ici de croire à ma très vive reconnaissance.

ÉTUDE PHYSICO-CHIMIQUE

DE LA

STABILITÉ STRUCTURALE DES TERRES

PAR

S. HENIN.

SOMMAIRE.

	Pages
INTRODUCTION.....	9
Nature et importance du problème.....	9
La structure du sol et les exigences de la végétation.....	9
Méthodes d'appréciation de la stabilité de la structure.....	11
DÉGRADATION DE LA STRUCTURE.....	12
Les hypothèses.....	13
Dispersion des colloïdes.....	13
Éclatement des agglomérats terreux.....	13
• Considérations théoriques des hypothèses proposées.....	14
Étude expérimentale du phénomène d'éclatement des agglomérats.....	17
Démonstration du phénomène d'éclatement.....	17
Influence de la tension interfaciale sol-eau.....	19
Stabilité et pouvoir émulsifiant.....	19
Variation expérimentale de la tension interfaciale sol-eau (T_{12}).....	22
Influence de la tension superficielle de l'eau et de l'affinité sol-eau.....	26
Influence de la cohésion.....	28
Influence de la teneur en argile.....	28
Influence du malaxage.....	32
Conclusions.....	34
Étude de la dispersion des ciments.....	34
Influence des cations échangeables.....	35
Influence du remplacement de H par Ca.....	36
Influence du remplacement de Ca par Na.....	36
Discussion théorique de quelques résultats.....	38
Conclusions.....	39

RÉGÉNÉRATION DE LA STRUCTURE.....	40
Conditions d'apparition de la cohésion.....	49
Déshydratation des argiles.....	41
Déshydratation d'une terre humide.....	41
Hydratation d'une terre sèche.....	44
Étude de l'assemblage des micelles d'argile.....	45
Orientation par écoulement.....	45
Orientation par électrophorèse.....	45
Orientation par tension superficielle.....	46
Orientation mécanique.....	46
Orientation spontanée.....	46
Discussion de ces résultats.....	47
Considérations sur la nature des liaisons entre micelles argileuses.....	48
Influence de divers liquides organiques sur la cohésion.....	48
Autres facteurs susceptibles de modifier la cohésion.....	50
Quelques observations sur la dispersion.....	50
Critique des hypothèses sur la nature des liaisons.....	51
Conclusions.....	53
ÉVOLUTION DE LA STABILITÉ DE LA STRUCTURE.....	53
Étude au laboratoire.....	54
Étude sur le sol en place.....	56
Évolution des éléments grossiers.....	57
Examen du phénomène <i>a priori</i>	57
Utilisation de la méthode de corrélation.....	58
Applications.....	60
Évolution des éléments fins.....	63
RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	64

Introduction.

Nature et importance du problème.

Les propriétés physiques du sol se manifestent d'une façon tellement nette à nos sens qu'elles ont été notées par les agronomes dès les temps les plus reculés. VIRGILE (1) et COLUMELLE (2) parlent déjà de l'état physique des terres et insistent sur la nécessité de les diviser et de les aérer. *Cultiver n'est pas autre chose que diviser et faire fermenter la terre*, écrit Columelle.

Olivier DE SERRE (3) indique comment on peut reconnaître une bonne terre : d'après lui, c'est une terre « qui n'est pas contenue dans la tranchée d'où on l'a extraite ». En d'autres termes, il attribue une grande importance au foisonnement, c'est-à-dire à la faculté que possède la terre de prendre une structure lâche.

La description de l'état physique d'un sol, telle que la donne DEHERAIN (4) dans son traité d'agronomie (1902), se ramène exactement à celle des anciens auteurs, sans précision vraiment nouvelle.

Par contre, depuis le début du xx^e siècle, un grand nombre de travaux ont été effectués dans le but de définir avec plus de précision, et à l'aide de valeurs numériques, l'état physique du sol.

Dans un travail récent (5) nous avons montré que, au point de vue de la pratique agricole, les mesures permettant de définir l'état physique du sol sont :

1° La porosité, c'est-à-dire le volume de sol non occupé par la substance solide. On est d'ailleurs amené à diviser cette porosité en macroporosité, qui est mesurée par le volume d'air contenu dans l'unité de volume du sol en place, quand ce sol saturé a perdu son eau mobile (1) et la microporosité qui est mesurée par le volume d'eau retenu par le sol dans les mêmes conditions;

2° La distribution des mottes de terre en classes, définie par le poids de motte de terre ayant un diamètre compris entre deux limites arbitraires, fixées *a priori*, définissant chaque classe;

3° La forme des mottes de terre qui permet de préciser la forme des pores.

L'ensemble de ces caractéristiques définit ce que l'on désigne généralement comme la « structure du sol ».

La structure du sol a des répercussions sur toutes ses propriétés physiques; elle conditionne dans une large mesure les façons culturales. Comme en définitive le praticien cherche à réaliser la structure permettant d'obtenir le rendement optimum, nous allons examiner quelles sont les exigences des plantes en matière de structure.

La structure du sol et les exigences de la végétation.

Les racines des plantes cultivées ne se développent bien que si elles trouvent dans le sol l'air et l'eau nécessaires à l'accomplissement de leurs fonctions physiologiques.

Du point de vue de l'aération, la plante exige un milieu aussi poreux que possible. Au

(1) Il faut entendre par eau mobile celle qui est enlevée par le drainage, c'est-à-dire la fraction du volume d'eau totale qui se déplace sous l'influence de la gravité.

contraire, du point de vue de l'alimentation en eau, plus le milieu est poreux et plus le stock d'eau à la disposition de la plante est faible⁽¹⁾. En effet, le volume d'eau retenu par un sol en place et pour des sols de même type est proportionnel à la quantité de substances solides contenue dans l'unité de volume. Il y a par conséquent antagonisme entre les conditions de respiration et les conditions d'alimentation; on conçoit qu'entre les deux extrêmes il existe un juste milieu qui constitue l'optimum.

L'expérience a montré que cet optimum existe. APSITS (6) cultivant pendant plusieurs années des mêmes plantes sur un même sol amené artificiellement à des degrés de tassement différent a trouvé que les meilleurs rendements étaient obtenus pour des sols ayant une porosité totale comprise entre 10 et 40 p. 100. Ces résultats montrent l'existence d'une zone favorable, sans toutefois faire ressortir un optimum bien net. Mais les géobotanistes (BRAUN-BLANQUET) (7) en étudiant la fréquence de certaines associations végétales en fonction de la porosité du sol, ont montré que des relations assez étroites existent entre la porosité du sol et la présence de certaines populations végétales. Ce fait montre bien l'existence de conditions optima favorisant un groupe d'espèces données. Il correspond, dans l'ordre des facteurs physiques, aux résultats obtenus par RAULIN (8) et WINOGRADSKY (9) dans l'ordre des facteurs chimiques.

On peut mettre en évidence les exigences assez précises des plantes lors de la germination. Il faut, en effet, pour que la germination se produise, que la graine puisse s'imbibber d'eau. Or, cette imbibition ne se fait convenablement, surtout dans les périodes sèches que s'il existe un bon contact entre la graine et les mottes de terre. Cette condition implique que les mottes aient un diamètre au plus égal à celui de la graine que l'on désire semer. Le praticien est donc naturellement conduit à pulvériser sa terre, ce qui généralement accroît la porosité. Par contre, il est ensuite amené, toujours pour favoriser le contact entre la graine et le sol, à tasser ce dernier. Par conséquent, pour faciliter l'alimentation de la plante en eau, le praticien est lui-même amené à diminuer la porosité.

Une fois la plante semée, le sol est soumis aux facteurs climatiques, à la pluie en particulier. L'action propre de la pluie provoque une destruction des mottes créées par le travail du sol et ce dernier s'affaisse. Dans certains cas l'argile, le sable, provenant des mottes supérieures détruites par l'action de l'eau, sont entraînés dans la couche inférieure et viennent colmater les pores existant entre les mottes non détruites. De toute manière, sous l'influence de la pluie, la porosité diminue, la terre devient cohérente : nous dirons que *la structure se dégrade*. La photographie 1 permet de comparer deux parcelles d'une même terre à des états de dégradation différents. La plus dégradée, celle de droite, doit ses mauvaises propriétés à la présence de sodium dû à des apports de nitrate de soude. Nous verrons plus loin le mécanisme de l'action de ce corps.

Si la dégradation est par trop poussée, la porosité devient insuffisante, le milieu est asphyxiant, les plantes souffrent ou meurent. C'est pourquoi le praticien et l'agronome ont été conduits à attacher une grande importance au maintien de l'état physique initial, c'est-à-dire à la *stabilité de la structure*.

Le présent travail a pour objet l'étude de la dynamique de la structure, c'est-à-dire de sa dégradation et du processus inverse auquel nous avons donné le nom de *régénération*.

Il nous fallait tout d'abord mettre au point une méthode d'appréciation de la stabilité de la structure.

⁽¹⁾ Il s'agit ici de l'eau qui ne se meut pas sous l'influence de la gravité.

Méthodes d'appréciation de la stabilité de la structure.

Diverses méthodes ont été proposées pour apprécier la stabilité de la structure. On les appelle parfois : « méthodes d'analyses des agrégats, méthodes d'appréciation de la texture au champ (Field Texture) ». Ces méthodes comportent souvent une dispersion partielle des colloïdes. Dans les conditions naturelles, la pectisation des colloïdes du sol fait que l'argile n'est presque jamais dispersée dans le sol en place⁽¹⁾. Ces méthodes sont donc à éliminer.

D'autres méthodes plus correctes à notre point de vue consistent simplement à traiter le sol dans l'eau suivant des techniques assez variables. L'idée directrice qui a guidé maints chercheurs est qu'il existe dans le sol des floculats colloïdaux ayant inclus des éléments sableux et doués d'une grande stabilité; ces floculats, dénommés agrégats, représentent « les ultimes particules » (Bouyoucos [10]) constituant la structure. Suivant ce point de vue, les particules terreuses de différentes dimensions, que l'on observe couramment dans les champs, sont constituées par des assemblages d'agrégats. Ces particules secondaires, beaucoup moins stables, peuvent se détruire sous l'action de l'eau. Le sol évoluerait donc plus ou moins rapidement vers une structure constituée par un assemblage d'agrégats. Le problème revenait donc à isoler les agrégats par une sorte d'analyse immédiate.

L'expérience nous a montré que ces agrégats n'existaient pas parce que les particules obtenues par un traitement quelconque dépendent de ce traitement. Évidemment, il existe des particules plus difficiles à détruire que d'autres et on peut les mettre en évidence par un traitement énergique (agitation vigoureuse dans l'eau distillée), comme l'a fait Bouyoucos (10). Mais il est certain que, à part quelques cas exceptionnels, ce ne sont pas ces particules qui constituent la structure.

En partant de l'idée qu'il existait des agrégats, nous avons mis au point, sous la direction de M. DEMOLON (11), une technique d'analyse dérivée de celle proposée par Bourdelle (12).

Le mode opératoire consistait à mettre 10 grammes de terre dans un flacon de 1 litre avec 500 grammes d'une solution de NO_3Ca à 1 gramme par litre. L'utilisation d'une solution de Ca avait pour but de nous rapprocher des conditions naturelles, l'eau du sol contenant toujours des électrolytes. D'autre part, SCHLOESING (13) ayant montré qu'il n'existait pas de colloïdes dispersés dans la solution du sol, il ne fallait donc pas que nous nous placions dans des conditions favorisant trop la dispersion.

Le flacon contenant le sol et la solution était agité une demi-heure avec un agitateur rotatif tournant 40-60 tours-minute. Ces conditions avaient été établies par Bourdelle.

On séparait alors les particules en fractions définies par des diamètres-limites, à l'aide d'un appareil à lévigation de GOLLAN (14). Chaque fraction était ensuite séchée à l'étuve à 110° et pesée.

Les résultats publiés dans ce travail ont été obtenus avec un mode opératoire un peu différent qui est plus rapide et plus précis. Le flacon est rempli complètement de manière à diminuer l'influence des actions mécaniques. Les trois fractions sont limitées par les diamètres 0-20 μ , 20-200 μ , 200-2.000 μ .

⁽¹⁾ Nous faisons abstraction des terres sodiques qui se dispersent très facilement, mais qui sont exceptionnelles en France.

La fraction fine est déterminée par la méthode pipette. La précision absolue obtenue est de l'ordre de $\pm 0,05$ gr. correspondant à une erreur de pesée et de prélèvement de ± 1 milligramme.

La fraction grossière est obtenue par tamisage dans l'eau et la fraction moyenne par différence.

L'approximation pour la fraction grossière est très variable et dépend avant tout de la façon dont a été effectuée la prise d'échantillon. En effet, le sol sec à essayer est constitué, comme nous le verrons plus loin, par des particules de différents diamètres. Dans ces conditions, la composition de la masse de l'échantillon n'est pas constante; les particules fines et les particules grossières tendant à se séparer sous l'influence de la moindre agitation. Pour constituer un échantillon ayant la même composition que la masse totale à essayer, nous opérons de la façon suivante :

La moitié ou la totalité de l'échantillon à étudier est versée sur une feuille de papier, étalé en couche mince et soigneusement mélangé. On prélève alors avec une spatule 10 prises d'environ 1 gramme que l'on dépose sur le plateau d'une balance de manière à constituer l'échantillon total de 10 grammes. Dans ces conditions, l'erreur relative dépasse rarement ± 5 p. 100.

La préparation de l'échantillon de terre sèche est effectuée de la façon suivante : la terre à étudier est tamisée au tamis de 2 millimètres. Mais ce tamisage doit être effectué avec précaution. Il faut forcer la terre à travers le tamis et non pas la broyer au préalable avec un rouleau de bois, comme il est indiqué dans la préparation de l'analyse physique ou chimique-ordinaire.

L'utilité de ce tamisage est de partir d'un échantillon ramené aux mêmes dimensions que les particules déterminées par la suite. Il nous a semblé en effet que, si l'on opérait directement sur le prélèvement obtenu à partir de la terre en place, nous partirions de mottes ayant des dimensions maxima très différentes et le résultat de l'action des agents de destruction ne serait plus comparable.

A notre point de vue, il ne s'agit pas, à proprement parler, d'une analyse d'agrégats, mais d'un test de résistance, ou d'une méthode d'essai. Nous conserverons cependant le mot « agrégats » qui est entré dans la terminologie courante, pour désigner les particules obtenues par application de cette méthode.

Enfin cette technique a été appliquée à un certain nombre de sols prélevés dans des exploitations dirigées par des techniciens avertis (ferme extérieure de Grignon, domaine de Versailles). Nous avons constaté que les conclusions qu'elle nous permet d'obtenir sont conformes aux observations des praticiens. Le but de ce travail n'étant pas d'examiner les questions du point de vue pratique, nous n'insisterons pas plus longuement sur cet accord. Nous retiendrons simplement que, d'après ces premiers résultats, nous sommes autorisés à étendre nos conclusions aux conditions du sol en place.

Dégradation de la structure.

Dans ce chapitre nous nous proposons d'étudier le mécanisme par lequel les mottes de terre se détruisent sous l'action de l'eau. Nous examinerons tout d'abord les hypothèses proposées du point de vue théorique et nous vérifierons expérimentalement que les différents facteurs introduits dans le raisonnement jouent effectivement le rôle qui leur est attribué.

Les travaux antérieurs mettaient en évidence deux phénomènes susceptibles de provoquer la dégradation de la structure. Ces phénomènes avaient conduit les chercheurs à émettre l'une ou l'autre des hypothèses que nous allons exposer.

Les hypothèses.

Dispersion des colloïdes.

Cette hypothèse suppose que les colloïdes peuvent se disperser et se séparer des particules minérales qu'elles cimentaient. Les faits expérimentaux la confirmant sont connus depuis longtemps. SCHLOESING (13) avait montré, en effet, un des premiers, que les colloïdes du sol qui ont fixé des ions alcalins, Na en particulier, sont susceptibles de se disperser. Au contraire, les colloïdes ayant fixé les alcalino-terreux ne se dispersent pas, tout au moins après avoir été séchés. Il en concluait que la structure reste stable, c'est-à-dire ne se dégrade pas, si les ciments restent floculés. Cette hypothèse ne contient qu'une partie de la vérité, car si l'on soumet certains sols à l'aide de la méthode que nous avons décrite (p. 7), on constate que ces sols, tout en donnant la même quantité d'éléments fins, c'est-à-dire ayant le même degré de dispersabilité, donnent des quantités très différentes (5 à 30 p. 100) d'éléments grossiers. Il est donc certain qu'un autre mécanisme entre en jeu.

Il faut ajouter à l'effet produit par la dispersion celui dû au gonflement. Il intervient de deux façons différentes :

a. Le gonflement, quand il est rapide, n'est pas uniforme dans toute la masse, dont tous les éléments ne sont pas au même moment en contact avec l'eau, il s'y produit alors des tensions qui peuvent rompre la motte ;

b. Les mottes gonflées offrent moins de résistance à l'action mécanique des pluies.

Éclatement des agglomérats terreux.

Il semble que ce soit YODER (15) qui, le premier, ait proposé l'hypothèse suivante pour expliquer la destruction des agglomérats terreux au contact de l'eau.

Quand une terre est plongée dans l'eau, le liquide tend à pénétrer dans les pores du sol par capillarité. Il comprime l'air qui s'y trouve : si la pression exercée par la pénétration de l'eau est supérieure à la cohésion de l'agglomérat, celui-ci éclate ; dans le cas contraire, il résiste.

Cette hypothèse est étayée par les faits suivants : si l'on mouille une terre en l'imbibant lentement par capillarité, l'air est chassé des pores car le remplissage s'effectue en commençant par les pores les plus fins pour finir par les plus grossiers. A mesure que les petits pores se remplissent d'eau, l'air s'échappe par les plus grossiers qui ne sont pas encore mouillés. On constate expérimentalement que l'échantillon de terre imbibé d'eau dans ces conditions donne beaucoup plus d'éléments grossiers qu'un autre échantillon de la même terre immergé dans l'eau sans préparation.

De même, on obtient beaucoup plus d'éléments grossiers en opérant avec une terre prélevée aux champs dans un état d'humidité assez élevé qu'en opérant avec la même terre préalablement séchée (ACHROMEIKO [16]).

Signalons qu'une hypothèse semblable a été proposée en 1925 par Bary, pour expliquer le délitement (BARY [17], dit «étonnement») des gels de silice séchés.

Il semble donc que les deux hypothèses proposées, c'est-à-dire la destruction par dispersion des ciments et la destruction par éclatement, expliquent l'une et l'autre une partie des faits.

Considérations théoriques sur les hypothèses proposées.

Nous allons tout d'abord montrer que les deux hypothèses proposées ne font que se compléter et que leur dualité apparente est due à ce que l'on considère, dans l'une des éléments fins, dans l'autre des éléments grossiers. En réalité ces deux hypothèses ne font que traduire différents degrés dans l'affinité du sol pour l'eau et deux valeurs possibles de la cohésion du sol.

En effet, soit :

C la cohésion d'un sol, grandeur que l'on peut apprécier en déterminant la résistance à l'écrasement des particules qui la constituent.

T_2 , la tension superficielle de l'eau.

T_1 , la tension superficielle du sol (tension interfaciale sol-air).

T_{12} , la tension interfaciale sol-eau.

La pression résultant de la pénétration de l'eau dans un capillaire du sol est :

$$f = \frac{2 T_2 \cos \alpha}{r},$$

ou r est le rayon des plus gros pores du sol et α l'angle de raccordement sol-eau.

La condition de stabilité peut s'écrire : $C > f$, et la condition de destruction : $C < f$.⁽¹⁾

Nous poserons plus généralement $S = C - f(2)$, où S traduira la stabilité si cette différence est positive, et l'instabilité si elle est négative.

Exprimons $\cos. \alpha$ en fonction des différentes tensions interfaciales.

D'après le triangle de Neuman, on peut écrire :

$$T_1 = T_{12} + T_2 \cos \alpha$$

d'où

$$(3) \quad \cos \alpha = \frac{T_1 - T_{12}}{T_2},$$

en portant dans (2) et en explicitant la valeur f , il vient, après simplification :

$$(2') \quad S = C - \frac{2(T_1 - T_{12})}{r}.$$

⁽¹⁾ Il est nécessaire d'introduire ici quelques considérations sur la signification de C ; C est une valeur moyenne. Par conséquent, les domaines de validité de ces formules ne seront pas limités pour toutes les particules par une même valeur de C mais elles seront applicables dans deux domaines, séparés eux-mêmes par une zone de transition, limités par les valeurs maxima et minima de C . En effet, la répartition des particules en fonction de leur cohésion se fait suivant une courbe en cloche. La fraction de particules ayant une cohésion C est donnée par la formule :

$$\frac{dq}{q_{\text{total}}} = K_1 e^{-K_2 C^3} dC$$

Supposons maintenant que f croisse régulièrement et traçons la courbe représentant la quantité d'aggrégats détruits en fonction de la valeur de f . Cette quantité sera évidemment donnée par la formule :

$$\frac{qf}{q_{\text{total}}} = K_1 \int_0^f e^{-K_2 C^3} dC$$

qui représente une portion d'une courbe de sommation.

Cette courbe de sommation correspond au domaine de transition.

Considérons à nouveau la relation (3), pour $\cos. a = 1$, $T_{12} = 0$, l'eau recouvre alors le sol d'une pellicule continue. T_1 est remplacée par T_2 . D'où :

$$\cos \alpha = \frac{T_2}{T_1} = 1.$$

Envisageons la deuxième hypothèse :

Nous savons qu'il ne peut y avoir de dispersion que si la tension interfaciale T_{12} est négative.

Nous utiliserons, pour exprimer T_{12} en fonction des grandeurs déjà utilisés (T_1 et T_2), la formule de Dupré, bien qu'elle n'ait pas été quantitativement vérifiée pour les solides. Cette formule est :

$$(4) \quad T_1 + T_2 - A = T_{12}.$$

Nous admettrons également, par analogie, avec les liquides, que la cohésion du solide : $C_s = 2T_1$.

Il faut distinguer la cohésion C_s de la valeur C introduite dans la formule (2).

C représente la cohésion telle qu'on peut la mesurer directement, par exemple en déterminant la résistance à l'écrasement. C a les dimensions d'une pression (FL^{-1}). C_s a les dimensions d'une énergie par unité de surface (FL^{-2}).

Les conditions de dispersion à tirer de la formule (4) est évidemment $T_1 + T_2 < A$ (5), ou $C_s + C_l < 2A$ (5').

Remplaçons T_{12} dans la formule (2') par sa valeur tirée de (4); il vient :

$$S = C - \frac{2(T_1 - T_1 - T_2 + A)}{r}$$

$$S = \frac{rC + 2T_2 - 2A}{r}$$

$$S = \frac{rC + C_l - 2A}{r}$$

avec la condition d'éclatement : $rC + C_l < 2A$ (6).

Comparons 5' et 6. rC (dimension $F \times L^{-1} \times L = FL^{-1}$) est comparable à C_s (dimension FL^{-1})

Si l'hétérogénéité du sol est elle que $rC < C_s$, comme il est logique de l'admettre puisque C_s s'applique à la substance argileuse supposée pure et homogène alors que C ne s'applique qu'à la particule terreuse qui est très hétérogène, l'éclatement se produira avant la dispersion et nous pourrions dresser le tableau suivant :

Condition théorique...	$2A < C_l + rC$	$C_s + C_l > 2A > rC + C_l$	$2A > C_s + C_l > rC + C_l$
Phénomène observé...	Stabilité totale.	Éclatement qui se traduit pratiquement par la destruction des grosses particules terreuses.	Éclatement et dispersion.

Ceci nous montre que, bien que les deux phénomènes envisagés peuvent jouer simultanément, ils ont cependant une zone d'action d'amplitude différente, celle du phénomène d'éclatement étant plus étendue que la zone d'action du phénomène de dispersion.

Le mécanisme des deux phénomènes nous montre également qu'ils ne s'appliquent pas aux particules de même dimension. Mais, de ce point de vue, c'est le phénomène de dispersion qui peut jouer sur toutes les particules terreuses alors que le phénomène d'éclatement ne joue que sur les particules relativement grosses possédant des capillaires dans lesquels l'air peut être comprimé suivant le mécanisme déjà décrit. D'autre part, plus les particules sont fines et moins elles présentent de ces fissures qui diminuent C . Au contraire, les petites particules ne seront pas affectées par le phénomène d'éclatement; ce sont elles qui doivent constituer l'ultime structure du sol indiquée par Bouyoucos.

Il y a quelques années on opposait volontiers l'idée d'une macro-structure à celle d'une micro-structure. La limite des particules constituant la macrostructure variait avec les auteurs, mais elle restait du même ordre de grandeur : une fraction de millimètre. Nous pensons que cette division doit correspondre à la limite d'application du phénomène d'éclatement. Les éléments formant la macrostructure étant, d'après leurs dimensions, les seuls altérés par ce mécanisme.

Il faut maintenant introduire une remarque. La pression f exercée par l'eau est au plus égale à : $\frac{2 T_2}{r}$ qui correspond à $\alpha = 0$ et $\cos \alpha = 1$. Si $C > f \max$ il n'y aura pas d'éclatement. Il nous faut donc introduire cette condition qui modifie quelque peu le tableau que nous avons dressé.

Nous savons que $\cos \alpha = \frac{T_1 - T_{12}}{T_2}$
et que $T_{12} = T_1 + T_2 - A$.

En portant cette valeur de T_{12} dans la formule donnant $\cos \alpha$ il vient : $\cos \alpha = \frac{A - T_2}{T_2}$
et pour $\cos \alpha = 1$ $A = 2 T_2$.

Nous allons démontrer que si $rC > 2 T_2$ il n'y a pas d'éclatement, même si f a atteint sa valeur maximum.

La condition de stabilité s'écrit : $rC + C_l > 2 A$ et si $A = 2 T_2$ on a avec la valeur f maximum $rC + C_l > 4 T_2$. Mais $2 T_2 = C_l$ d'où $rC + C_l > 2 C_l$ d'où $rC > C_l$.

En conséquence, si $rC > C_l$ il n'y aura pas d'éclatement et la dégradation ne pourra se produire que par dispersion.

Le tableau général est alors le suivant; les croix y indiquent le ou les processus suivant lesquels se détruisent les particules terreuses.

	STABILITÉ.	ÉCLATEMENT.	DISPERSION.
a) $rC + C_l > 2 A$	— +	— —	— —
b) $C_s + C_l > 2 A > rC$ $\left\{ \begin{array}{l} 1^\circ rC > C_l \\ 2^\circ rC < C_l \end{array} \right.$	— — —	— — +	— — —
c) $2 A > C_s + C_l > rC + C_l$ $\left\{ \begin{array}{l} 1^\circ rC < C_l \\ 2^\circ rC > C_l \end{array} \right.$	— —	— +	— +

On constate qu'il suffit de choisir la valeur C pour introduire cette nouvelle condition car elle implique la valeur de A . En effet, si $rC > C_l$ et $2 A > rC + C_l$ il faut néces-

sairement que $A > C_1$ ou $A > 2 T_2$. D'où les 5 cas possibles indiqués dans le tableau.

Il découle de ces considérations que les terres riches en argile et l'argile elle-même n'éclatent généralement pas, même si A est suffisamment élevé pour provoquer la dispersion. Dans ce dernier cas, on obtient à l'analyse, à côté des particules grossières, de l'argile vraiment dispersée, ainsi que nous avons pu le constater en analysant des terres fortes sodiques.

Évidemment cette représentation théorique est très schématique. Nous verrons en effet que si, dans certains cas, nous sommes arrivés à admettre des valeurs positives assez élevées pour T_{12} , la terre se gonfle quand même après un certain temps de contact avec l'eau. Or, ce phénomène conduit à supposer T_{12} négatif. La valeur élevée observée pour T_{12} s'explique par une grande hystérésis d'humectation. Pratiquement, ceci est suffisant pour éviter l'éclatement. Aussi pouvons-nous admettre notre calcul comme une approximation.

D'autre part, un gonflement rapide et inégal peut provoquer la destruction des particules terreuses. L'hystérésis d'humectation atténuée ou empêche la destruction par ce mécanisme. L'effet produit est le même qu'avec l'éclatement. Il est évident que là aussi la rupture se produira suivant les zones de moindre résistance. Nous raisonnerons donc dans la suite comme si le processus d'éclatement intervenait seul, les effets d'éclatement et de gonflement étant considérés en bloc.

Ces faits étant acquis du point de vue théorique, nous allons maintenant vérifier expérimentalement que chacun des facteurs utilisés dans ces formules joue effectivement le rôle qui lui est attribué par la théorie.

Étude expérimentale du phénomène d'éclatement des agglomérats.

Nous nous sommes tout d'abord attachés à démontrer que l'éclatement ne se produisait que s'il y avait de l'air à l'intérieur des agglomérats terreux, puisque ce fait représente un des points essentiels du mécanisme du phénomène. Nous avons ensuite vérifié le rôle de T_{12} et de C .

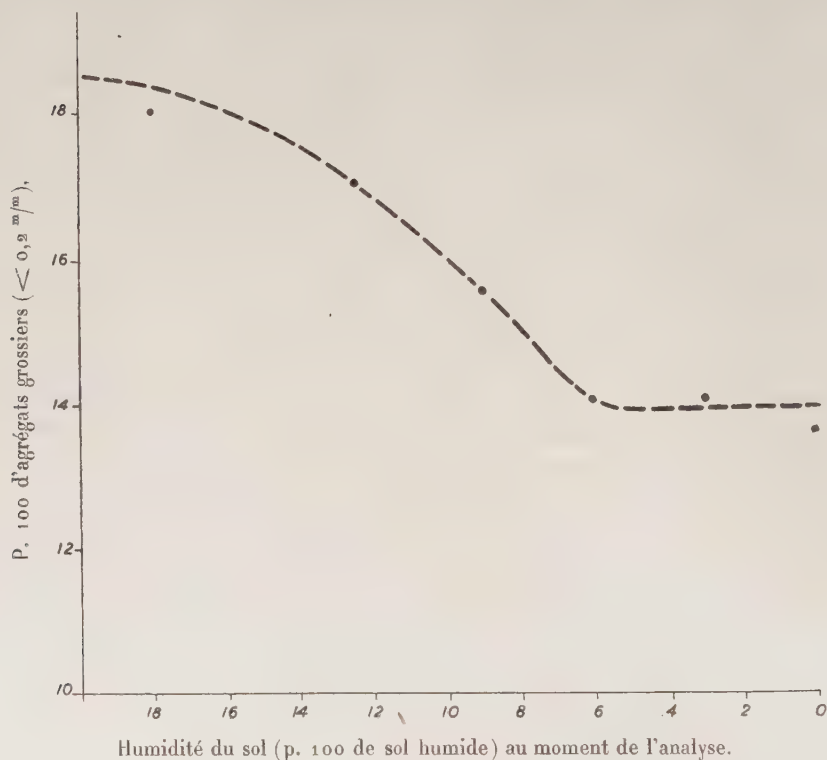
Démonstration du phénomène d'éclatement.

A. *Influence de l'humidité naturelle.* — Nous avons prélevé, en place, environ 800 grammes de terre ayant une humidité de 19 p. 100. Nous l'avons passée humide au tamis de 2 millimètres. Sur cette masse de terre, nous avons prélevé deux échantillons de 10 grammes sur lesquels nous avons fait une première analyse. Le reste a été mis en réserve dans un grand cristalliseur, de manière que la terre soit sous une épaisseur assez faible; nous agitions fréquemment le cristalliseur pour réaliser une dessiccation aussi uniforme que possible. Deux fois par jour, un échantillon de 10 grammes était essayé et nous effectuions des déterminations d'humidité sur un autre échantillon par dessiccation à l'étuve à 110°. Nous avons pu établir avec ces résultats une courbe montrant la stabilité des agglomérats en fonction de l'humidité.

Les résultats montrent que, au fur et à mesure de l'abaissement du taux d'humidité et de l'augmentation corrélatrice de la teneur en air des agglomérats, la stabilité diminue, ainsi que le laissait prévoir notre hypothèse.

On peut voir également que, à partir d'une humidité de 8 p. 100, la stabilité reste constante. Il est vraisemblable qu'à ces faibles humidités, l'eau n'est plus retenue, à proprement parler, dans les capillaires, mais se trouve incluse dans le colloïde lui-même le départ d'eau n'est donc plus accompagné de rentrée d'air, et le mécanisme de destruction a une efficacité constante. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par HAINES (18), lors de ses travaux sur la contraction des sols en fonction de leur dessiccation.

FIG. 1. — Influence de la dessiccation sur la stabilité des agrégats grossiers.



B. *Influence d'une imbibition préalable de l'échantillon.* — Nous avons ensuite réalisé l'expérience de YODER (15) en modifiant légèrement sa technique. Le sol à étudier est enveloppé à l'extrémité d'un papier-filtre dont l'autre extrémité plonge dans la solution. En abaissant graduellement le papier, on peut augmenter progressivement l'imbibition de la terre jusqu'à saturation. Le papier est alors développé et la terre entraînée dans le flacon agitateur par un jet de pissette. Les résultats sont reproduits dans le tableau I. Nous les discuterons plus loin.

C. *Influence de l'air.* — La terre est placée dans une capsule sous une cloche à vide. La cloche est reliée à une trompe à eau qui permet de réaliser un vide de 73 centimètres de mercure. On laisse agir le vide pendant vingt minutes. Après ce temps, on fait arriver la solution par un siphon, dont une branche plonge dans la cloche presque au niveau de la capsule contenant la terre et dont l'autre branche plonge dans une solution de Cl^2Ca bouilli. Par ce procédé, la terre peut être humectée sous un vide assez poussé.

Les résultats sont indiqués dans le tableau suivant (tableau I).

INFLUENCE DES CONDITIONS D'HUMECTATION SUR LA STABILITÉ DES AGGLOMÉRATS TERREUX.

NATURE DU SOL.	TRAITEMENT NORMAL.	TERRE IMBIBÉE.	TERRE MOUILLÉE
		LENTEMENT.	SOUS LE VIDE.
		Pourcentage de particules $> 0,2 \text{ mm}$.	
Horizon A Forêt.....	32,7	49,6	45,8
Limon blanc.....	8,0	18,9	10,0
Limon rouge.....	26,4	34,2	30,2
Sol Versailles Na.....	0,2	12,8	—
Sol Versailles Ca.....	10,0	25,0	—

Ils montrent que dans tous les cas l'humectation de la terre privée d'air permet d'obtenir une quantité beaucoup plus importante d'éléments grossiers (colonnes 2 et 3) que par humectation de la terre contenant de l'air (colonne 1); on peut donc admettre que l'air remplit bien le rôle que suppose l'hypothèse 2. D'autre part, on constate que l'humectation lente donne toujours une quantité élevée d'agréats grossiers. On peut attribuer ce résultat, d'une part, au départ de l'air et, d'autre part, au fait que l'imbibition lente évite des déchirements dus à de grandes irrégularités de gonflement.

Influence de la tension interfaciale sol-eau.

Stabilité et pouvoir émulsifiant. — Il était intéressant de montrer qu'il y avait bien corrélation entre la valeur de T_{12} et la stabilité, la formule (3) montrant que f dépend de T_{12} . Malheureusement, aucune méthode ne nous permettait de mesurer la valeur de la tension interfaciale sol-eau. Nous avons employé un procédé détourné et approximatif qui nous a permis d'apprécier T_{12} et de comparer cette grandeur avec la stabilité: c'est l'étude du pouvoir émulsifiant, c'est-à-dire la propriété que possèdent les terres d'émulsionner deux liquides non miscibles.

Nous allons tout d'abord montrer comment l'utilisation du pouvoir émulsifiant permet d'apprécier l'angle α de raccordement et en définitive T_{12} .

Les conceptions actuelles sur le mécanisme de l'émulsification de deux liquides non-miscibles par un solide réduit en poudre sont les suivantes (CLAYTON [19]). Soit un liquide organique (benzène, toluène, etc.) O, l'eau E et un solide S.

La tension interfaciale solide O est T_{os} .

La tension interfaciale solide E est T_{12} .

La tension interfaciale O-E est T_{20} .

Si $T_{os} - T_{12} > T_{20}$ en valeur absolue, le solide passe dans l'eau si $T_{os} - T_{12}$ est positif et dans le liquide organique, si cette différence est négative. Au contraire, si $T_{os} - T_{12}$ est inférieur à T_{20} en valeur absolue, les particules solides se rassemblent à l'interface des deux liquides.

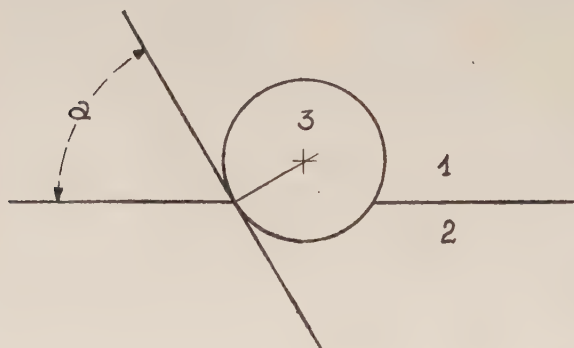
Dans ce cas, le cos. de l'angle de raccordement α' est donné par la formule :

$$\cos \alpha' = \frac{T_{os} - T_{12}}{T_{20}}.$$

Dans ces conditions, si l'on agite un tube à essai contenant les trois corps considérés, il se forme une émulsion. Si $T_{os} - T_{12}$ est positif, E est émulsionné dans O. Dans le cas contraire, O est émulsionné dans E.

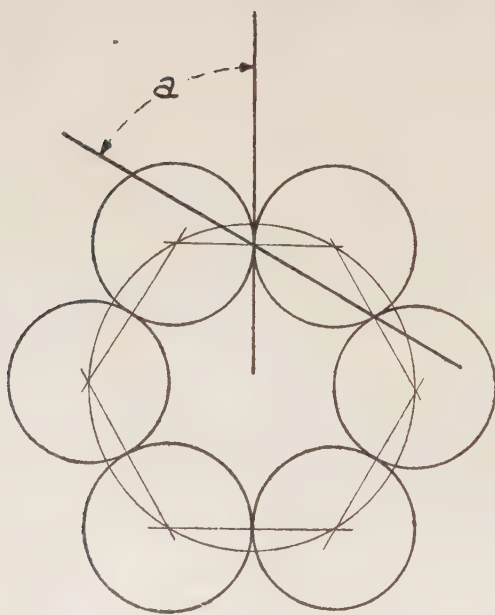
En effet, considérons une particule sphérique à l'interface O — E. Si $T_{os} < T_{12}$, elle se place comme il est indiqué sur la figure; l'angle de raccordement est déterminé par la

Fig. 2.



Position d'une particule solide (3)
à l'interface de 2 liquides (1 et 2).

α angle de raccordement.



Coupe d'une goutte d'émulsion
les cercles schématisant
des particules solides (3).
A l'intérieur se trouve le liquide 2,
à l'extérieur le liquide 1.

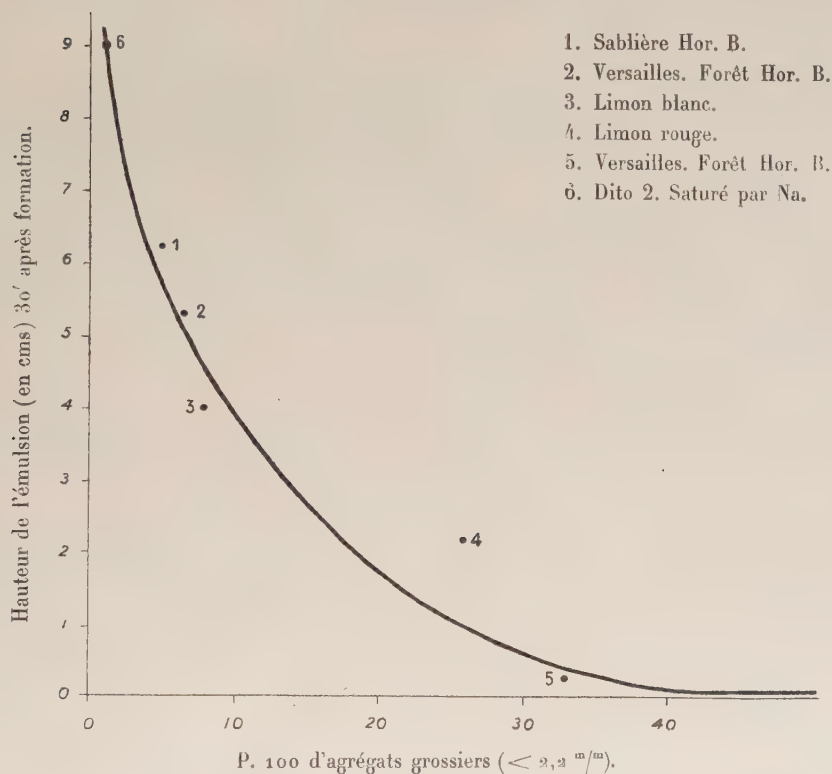
tangente au point où la sphère coupe l'interface O-E et cette interface elle-même. Lorsqu'on agite, les particules tendent à se grouper de façon que les tangentes soient communes à deux particules au contact (fig. 2). On obtient ainsi une petite sphère constituée par des particules solides entourant une goutte de liquide O et entourée par E. Ce sont ces gouttelettes qui forment l'émulsion. On conçoit alors que plus α' est petit et plus l'émulsion est fine pour une même dimension des particules. Si l'on suppose maintenant que T_{os} reste constant pour une série de particules de nature différente et que T_{12} varie, la simple observation de la finesse de l'émulsion nous permettra d'apprécier T_{12} .

Nous allons maintenant discuter la validité de l'hypothèse suivante : T_{os} est constant.

Comme dans le cas de T_{12} , aucune expérience directe n'est possible. Les raisons qui nous permettent d'accepter comme approximation notre supposition sont les suivantes :

La chaleur d'humectation des terres par les liquides organiques que nous avons utilisée est faible par rapport à la chaleur d'humectation dans l'eau ; il en résulte que les variations de T_{os} sont petites par rapport aux variations de T_{12} .

FIG. 3. — Relations entre la stabilité de la structure des terres et leur pouvoir émulsifiant.



D'autre part, les analyses d'agréats effectuées dans ces liquides organiques montrent que la destruction des éléments grossiers est très faible (5 à 7 p. 100), sauf cependant dans le cas de terres riches en matières organiques ou en sesquioxyde de fer et d'alumine où la destruction atteint un peu plus de 10 p. 100. Par conséquent, ceci nous montre également que T_{os} est élevé et varie peu par rapport à T_{12} puisque, au contraire, l'analyse des agrégats dans l'eau donne de grandes variations. Nous admettrons donc que les variations de T_{os} sont négligeables par rapport aux variations de T_{12} et nous considérons T_{os} comme approximativement constant.

Enfin, si T_{os} diminue, c'est seulement dans le cas où T_{12} est élevée ; par conséquent, les erreurs que pourrait entraîner la variation de T_{os} nous conduiraient à considérer l'existence d'un $\cos. \alpha'$ plus petit qu'il n'est en réalité. Si la corrélation entre les deux grandeurs existe, on est certain que le phénomène est vérifié. C'est seulement dans le cas contraire que l'on pourra objecter que la variation de T_{os} a masqué le résultat.

La méthode expérimentale est la suivante :

0 gr. 5 du sol à examiner sont passés au tamis de 0 millim. 5 et introduits dans un tube à essai de 14 millimètres de diamètre. Nous ajoutons ensuite 10 centimètres cubes d'eau, 10 centimètres cubes de xylène et l'ensemble est agité vigoureusement pendant vingt secondes. Nous avons constaté que, dans ces conditions (concentration en substances solides relativement faible), les émulsions cassent d'autant plus vite qu'elles sont plus grossières. Nous avons donc pris comme mesure du pouvoir émulsifiant, c'est-à-dire comme mesure de $\cos. \alpha$, la hauteur exprimée en centimètre de l'émulsion après trente minutes de repos. Nous avons effectué cette détermination pour tous les échantillons essayés le même jour et dans les mêmes conditions ⁽¹⁾.

L'émulsion ainsi obtenue est une émulsion de xylène dans l'eau.

On peut le constater à l'œil nu pour les émulsions les plus grossières, car on voit le liquide organique divisé en une série de cellules séparées par des cloisons constituées par un film d'eau et de particules minérales. Avec les émulsions plus fines, nous avons vérifié le sens de l'émulsion par les deux procédés suivants :

Une petite fraction de l'émulsion est déposée sur une lamelle porte-objet ; d'un côté de l'émulsion nous ajoutons une goutte d'eau et de l'autre une goutte de xylène. On peut constater alors sous le microscope que les gouttelettes émulsionnées se déplacent dans l'eau alors qu'elles ne se déplacent pas dans le liquide organique. Ceci prouve bien que la phase dispersante de l'émulsion est l'eau.

Nous avons également vérifié que, après avoir ajouté un peu d'électrolyte dans l'eau, la suspension est conductrice de l'électricité.

Le graphique n° 3, dans lequel sont portés en abscisse la hauteur de l'émulsion après trente minutes et en ordonnée le pourcentage d'éléments grossiers obtenus par l'analyse montre une relation très nette entre ces deux variables.

Nous concluons donc, d'après ce qui précède et malgré l'imprécision de la détermination du pouvoir émulsifiant, que l'on peut considérer comme vérifiée la relation supposée entre T_{12} et la stabilité.

Nous avons pu observer également, même en faisant varier les conditions de l'expérience et en tenant compte uniquement, d'une façon qualitative, de la grosseur des grains de l'émulsion que la corrélation se vérifie encore.

Influence de la variation expérimentale de T_{12} . — Nous avons utilisé dans cette étude trois terres différentes. Toutes les trois étaient caractérisées par une faible stabilité des particules grossières : l'une, le limon blanc, a une faible teneur en argile (8 p. 100). Les deux autres ont une teneur en argile plus élevée (19 p. 100 et 28,7 p. 100).

Les substances hydrophobes employées étaient : l'huile de lin du commerce, l'acide oléique, l'acide caprylique, la paraffine, une huile pour moteur, de la cire du commerce.

Dans une première série d'expériences, 0 gr. 2 de ces substances ont été dissous dans 5 centimètres cubes de benzène. La solution ainsi obtenue était versée sur 10 grammes de terre, qui était ensuite abandonnée à la dessiccation à la température de 40°. Le témoin recevait le traitement benzénique simple.

Dans ces expériences, nous n'avons pas utilisé la terre totale, mais seulement des grains de terre retenus sur un tamis de 0 millim. 5. La fraction recueillie sur le tamis de 0 millim. 2, après analyse, représente donc réellement la fraction des particules intactes. Les résultats obtenus sont groupés dans le tableau suivant.

⁽¹⁾ La comparaison n'est valable que pour des terres ayant des teneurs en argile assez voisines.

INFLUENCE DE DIVERSES SUBSTANCES HYDROPHOBES SUR LA STABILITÉ DE LA STRUCTURE.

P. 100 d'éléments α à $0^{\text{m/m}}$ α obtenus après traitement avec la substance indiquée
(concentration α p. 100).

CORPS EMPLOYÉ.	NATURE DU SOL.		
	LIMON BLANC.	LIMON ARGILEUX (Hor. B. Versailles).	SABLIÈRES. (Hor. B. argileux).
Huile de lin.....	78,5	22,5	16,5
Acide oléique.....	21	20	8,5
Acide caprylique.....	22	23	7,5
Paraffine.....	35,5	12,5	7,5
Huile de moteur.....	7	10	5
Cire.....	55,5	25,5	14,5
Témoin.....	7	11,5	5

Ces résultats démontrent nettement l'influence considérable de l'apport de substances hydrophobes et, par conséquent, vérifient l'action de T_{12} .

La diminution de la mouillabilité (diminution de α provoquée par l'augmentation de T_{12}) ressort de l'examen du comportement de la terre lors des analyses. Celle-ci a en effet tendance à rester à la surface de l'eau. On pourrait ainsi facilement la flotter.

Il semble, d'autre part, que la quantité de substances nécessaires pour produire la même augmentation de stabilité croît avec la teneur en argile. En effet, l'influence des différents corps hydrophobes est beaucoup plus marquée à concentration égale, avec le limon blanc, qu'avec les deux autres terres dont la teneur en argile est de deux à trois fois plus grande.

Enfin, les corps utilisés n'agissent d'une façon nette que si ils sont polaires. En effet, le tableau nous montre que les substances les plus actives sont : l'huile de lin, l'acide oléique, l'acide caprylique et la cire. Toutes substances qui sont capables d'être adsorbées à la surface des particules terreuses, d'en modifier la tension superficielle et, ultérieurement, la tension interfaciale. Par contre, les carbures saturés, paraffine et huile à moteur n'exercent qu'une action peu sensible. Il semble qu'il y ait exception pour la paraffine, mais cette substance, aux concentrations employées, est susceptible de former une couche solide continue enrobant les particules terreuses et de les protéger contre l'action ultérieure de l'eau; il s'agit donc d'un effet différent.

Nous pouvons donc dire qu'il ne peut y avoir augmentation de stabilité que s'il y a diminution de l'angle α , c'est-à-dire augmentation de T_{12} .

Dans une deuxième série d'expériences, nous avons ajouté, toujours par le même procédé, des quantités croissantes d'huile de lin à un limon blanc. Les résultats sont reproduits dans le tableau suivant :

INFLUENCE DE QUANTITÉS CROISSANTES D'UN LIPIDE SUR LA STABILITÉ DE LA STRUCTURE.

P. cent lipides.....	0	0,05	0,1	1	2
P. 100 particules.....	7	8	13,0	35,5	78,5

On observe qu'une addition de 1 p. 1.000 de substances grasses se montre efficace. Ceci est à rapprocher de ce qui se passe dans la flottation où les doses utilisées sont encore beaucoup plus faibles (de l'ordre de $5/10.000^{\circ}$). Il est vrai que les substances à traiter étant moins divisées que nos terres, la surface à protéger est aussi beaucoup plus faible.

Ces faits conduisent à penser que la quantité de substances grasses contenues dans les débris de végétaux incorporés au sol, ou apportés par les eaux résiduaires des grandes villes, leur donne une valeur tout à fait particulière quant au maintien de l'état structural du sol.

Ces résultats nous avaient fait entrevoir la possibilité d'améliorer la structure du sol, par apport de matières grasses. Nous avons alors utilisé comme excipient l'eau. Pour émulsionner les matières grasses, nous employons du silicate de potasse, à la dose de 0,1 p. 100. Dans ces conditions, l'expérience au laboratoire nous a montré que le traitement restait efficace jusqu'à 1 p. 1.000 de matières grasses (huile de lin). Malheureusement, même à ces faibles concentrations, un pareil traitement ne peut pas être considéré, économiquement parlant, comme possible.

Influence des matières humiques. — Il existe naturellement dans les sols des substances colloïdales qui, à condition d'être saturées par des ions H ou Ca, et d'avoir été séchées, peuvent jouer le même rôle que les corps hydrophobes actifs déjà étudiés : ce sont les acides humiques. Ces corps sont caractérisés par leurs conditions d'extraction, c'est-à-dire : pseudo-solubilité dans les alcalis, après lavage avec un acide dilué, et insolubilité dans les acides. Ils ont les caractères d'un colloïde à charge négative. DEMOLON et BARBIER (20), puis MYERS (21), ont montré que ces corps peuvent se fixer énergiquement sur l'argile pour donner naissance au complexe argilo-humique. Les acides humiques peuvent donc jouer, vis-à-vis de l'argile, le même rôle que les acides gras puisqu'ils se fixent sur elle.

Quand ce complexe est en suspension, les colloïdes humiques le protègent contre la floculation, au sens de ZIGMONDY (22). Au contraire, si le milieu a été floculé par les sels de certains cations Ca et H en particulier, les colloïdes humiques s'opposent à la dispersion du complexe ainsi que BARBIER (23) l'a nettement démontré. Enfin, quand le complexe a été desséché, les colloïdes humiques communiquent au complexe leur caractère hydrophobe.

Pour démontrer l'action de ces colloïdes, nous avons effectué l'expérience suivante : 8 grammes de sable extraits d'une terre de limon ont été placés dans un vase de 250. Nous avons ajouté 2 grammes d'argile en suspension dans l'eau et une quantité de matières organiques variables. Nous avons floculé le mélange avec 10 centimètres cubes de $\text{Cl}_2\text{Ca N}$; après dépôt, le liquide surnageant a été décanté. En agitant vigoureusement la matière restante, nous avons alors une pâte rigide et très visqueuse dans laquelle les éléments minéraux assez fins que nous avons ajoutés restent en suspension. En recueillant ensuite sur filtre, nous obtenions par ce procédé un mélange assez homogène que l'on peut considérer comme analogue à une terre.

Un certain nombre d'échantillons ont été préparés de manière à ce que la teneur en humus croisse régulièrement de 0 à 5 p. 100. Nous reproduisons, dans le tableau ci-joint, les résultats obtenus.

INFLUENCE DE LA TENEUR EN MATIÈRE HUMIQUE SUR LA STABILITÉ DES AGGLOMÉRATS TERREUX.

MATIÈRES HUMIQUES	P. 100 D'ÉLÉMENTS	MATIÈRES HUMIQUES	P. 100 D'ÉLÉMENTS
P. 100.	> 0,2 M/M.	P. 100.	> 0,2 M/M.
0	1,5	2,5	21,5
0,5	3	5	37,5
1	2,5		

On constate donc une action stabilisante de la matière organique; cette action apparaît nettement à 2,5 p. 100 d'acides humiques. Mais ce chiffre est un maximum. En effet, dans notre expérience, nous produisons un mélange intime entre la matière humique et l'argile, la surface de celle-ci était donc complètement protégée. Par conséquent, la quantité de matières humiques nécessaires pour assurer la stabilité de la terre était maximum. Il suffirait, en pratique, de protéger la surface des mottes à l'aide d'un enduit de matières organiques pour que la motte se trouve stabilisée. La quantité de matières humiques nécessaires est donc moindre, la surface à protéger étant plus petite.

L'action de ces substances est bien connue des praticiens. D'autre part, les premiers savants qui s'occupèrent de cette question, SCHLOESING (13), WOLNY (24), avaient déjà insisté sur l'influence considérable de ces matières sur les propriétés physiques du sol. Des résultats obtenus avec la technique que nous avons décrite ont été publiés en collaboration avec M. l'inspecteur général DEMOLON dès 1932 (11); depuis, MYERS (21) les a obtenus de nouveau.

À côté des expériences de laboratoire, des résultats extrêmement nombreux ont démontré l'augmentation de la stabilité d'une terre enrichie en matières organiques par les procédés habituels de la pratique : apport de fumier, composts, repos sous prairies, etc., (25), (26).

Nous avons effectué quelques vérifications de ces faits et nos résultats sont reproduits dans le tableau suivant :

INFLUENCE DES PROCÉDÉS HABITUELS D'ENRICHISSEMENT EN MATIÈRES ORGANIQUES
SUR LA STABILITÉ DE SA STRUCTURE.

TÉMOIN.	P. 100 ÉLÉMENTS > 0,2 m/m.	NATURE DU TRAITEMENT.	P. 100 ÉLÉMENTS > 0,2 m/m.	DIFFÉRENCE DE TENEUR en mat. organ. p. 1.000.
Non traité.....	7	Fumier 100 t. par ha et par an (depuis 8 ans),	20	13,4
Parcelles cultivées.....	4,5	En trèfle depuis 6 ans.....	12,2	1,8
Idem.....	4	En luzerne depuis 3 ans.....	7,5	1,5
Idem.....	23,5	Sol en prairie depuis très long- temps.	51	18,2
Limon cultivé.....	11	Horizon A, sous-bois Versailles.	35,5	56,3

Ces observations, conformes à celles des autres auteurs, montrent également l'effet favorable de l'enrichissement en matières organiques. Signalons à ce propos que l'efficacité de ces traitements n'est pas constante. Ceci tient à ce que c'est seulement la matière humique qui vient d'être séchée qui joue vraiment un rôle efficace. Envisageons une motte de terre dans une culture de luzerne par exemple. Sous l'effet des micro-organismes, les matières organiques provenant du végétal vont être humifiées; les acides humiques produits vont alors se fixer sur l'argile et enrober la surface de la motte. Quand le champ sera travaillé, la motte sera détruite, les acides humiques vont se dessécher à la surface du sol. À partir de ce moment, ils protègent la surface voisine, mais ne sont plus susceptibles de se redisperser et de protéger une autre surface. D'autre part, la fragmentation de la motte a mis à nu une surface non-protégée et la motte pourra se détruire. On conçoit donc que c'est beaucoup

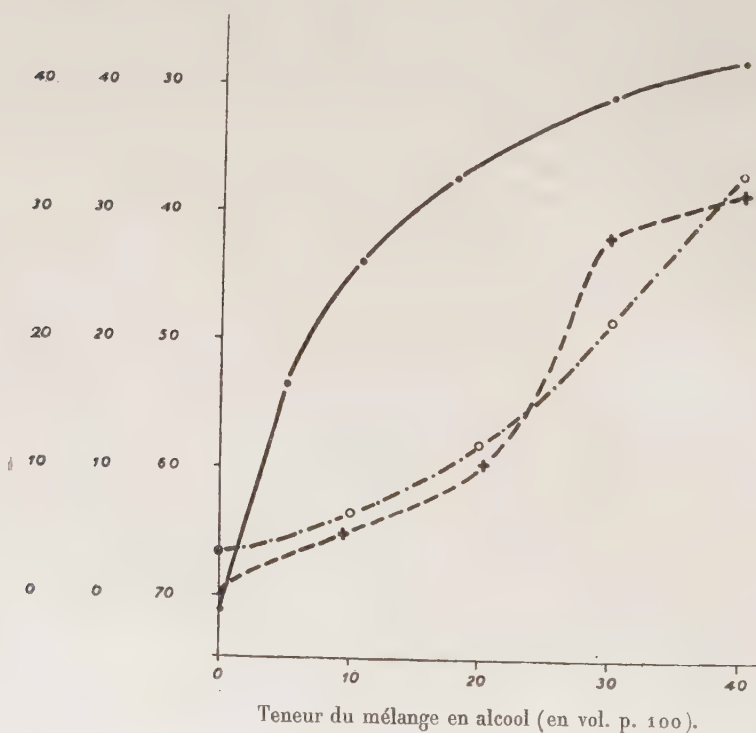
plus la répartition que la proportion de matières humiques fixées qui interviendra pour conditionner la stabilité. Notons cependant que la surface protégée croissant avec la teneur en humus, une teneur en humus élevée correspond toujours à une structure stable.

Influence de la tension superficielle de l'eau et de l'affinité sol-eau.

Partons de la formule $S = C - \frac{2 T_2}{r} \cos. \alpha$, on constate immédiatement que plus T_2 est petit et plus S a de chance d'être positif.

Différence d'énergie libre
entre 1 gr. d'eau libre
et 1 gr. d'eau du mé-
lange ($\times 10^7$ ergs).
P. 100 d'aggrégats $> 0,2 \mu$
T. S. du mélange (en
dynes).

FIG. 4. — Comparaison entre diverses propriétés physiques d'un mélange d'alcool et d'eau et la proportion d'aggrégats grossiers obtenus par traitement avec ce même mélange.



Nous avons cherché à faire varier T_2 en ajoutant à l'eau des corps tensio-actifs : acide caprylique, butyrique, alcool butylique et éthylique.

Nous avons utilisé ces corps à saturation (sauf alcool éthylique) et bien que, dans ces conditions, T_2 soit réduit à peu près à la moitié de sa valeur, nous n'avons observé que des accroissements à peine significatifs de la stabilité.

Ces résultats nous ont surpris tout d'abord. Mais en réalité l'explication des faits observés est simple. L'abaissement de T_2 par les corps tensio-actifs est dû à une adsorption à la surface des liquides. Cette adsorption n'est complète qu'après un temps relativement

long, ainsi que l'a montré en particulier LECOMTE DU NOUY (27). Quand on immerge la terre dans l'eau, il se forme une nouvelle surface liquide qui n'est que peu ou pas contaminée. T_2 a donc à peu près la même valeur que pour l'eau pure et la destruction de l'agrégat par éclatement, qui est un phénomène rapide, se produit donc comme dans le cas normal. Précisons cependant que les faibles différences observées sont bien dans le sens voulu par la théorie.

Nous avons alors utilisé des corps tensio-actifs composés de petites molécules comme l'alcool éthylique. L'abaissement de T_2 est en effet plus rapide avec ces corps qu'avec des corps constitués par de grosses molécules. Mais, dans ces conditions, nous avons été obligé d'utiliser de fortes concentrations d'alcool pour abaisser T_2 d'une façon sensible, ce qui modifie en même temps l'énergie libre de l'eau.

Les résultats obtenus avec le limon blanc sont reproduits dans le graphique ci-contre.

Nous avons porté sur ce même graphique la courbe montrant les variations de tension superficielle d'après les résultats de FIRTH (28). Une troisième courbe représente la diminution de l'énergie libre de l'eau que nous avons calculée, en partant de la valeur de la tension partielle de la vapeur d'eau, au-dessus du mélange alcool-eau, d'après les résultats de FOOTE et SHALES (29), en appliquant la formule classique :

$$-\Delta E = \frac{RT}{M} \log \frac{P_0}{P}.$$

La comparaison de ces courbes montre qu'il est beaucoup plus probable que l'alcool intervienne en diminuant l'affinité de la terre pour l'eau, affinité qui est évidemment mesurée par la différence d'énergie libre entre 1 gramme d'eau du milieu ambiant et 1 gramme d'eau fixée, que par l'abaissement de T_2 . En effet, la courbe donnant la quantité d'agrégats varie dans le même sens que la courbe des affinités⁽¹⁾, alors que la courbe représentant la variation de la tension superficielle a un aspect très différent. Ceci suffit à éliminer l'hypothèse d'une relation de cause à effet entre le phénomène d'éclatement et la T.S.

Nous verrons plus loin que l'affinité d'une terre pour l'eau est déterminée en grande partie par la nature et la quantité des cations fixés.

Dans le but d'étudier l'influence de l'affinité du sol pour l'eau sur la stabilité, nous avons fixé sur une même terre trois cations différents, en la lavant avec une solution normale du chlorure du cation à fixer. Les résultats sont reproduits dans le tableau suivant :

INFLUENCE DE L'AFFINITÉ SUR LA STABILITÉ DES GROS AGGLOMÉRATS.

CATIONS FIXÉS.	P. 100 D'AGRÉGATS > 0,2 m/m.
Na	0,2
Ca.....	6,0
Fe.....	7,7

On constate que la quantité d'agrégats grossiers croît en même temps que l'affinité du sol pour l'eau décroît (voir plus loin l'influence du cation fixé sur l'affinité sol-eau). Cependant, cette comparaison n'est pas rigoureuse car C décroît en même temps que l'affinité de la terre pour l'eau.

⁽¹⁾ On peut expliquer de cette façon la stabilité des terres ayant fixé du Na en présence de solution de ClNa suffisamment concentrées.

Les résultats exposés jusqu'à maintenant nous paraissent démontrer que, en première approximation, les facteurs conditionnant la destruction sont bien ceux intervenant dans les diverses formules proposées, c'est-à-dire α , T_{12} et A . Ceci pouvait être prévu puisque ces trois grandeurs dépendent les unes des autres.

Évidemment, nous n'avons pu mettre en évidence, d'une manière nette, l'influence de la tension superficielle de l'eau. Mais le fait que le déplacement de l'air par un procédé quelconque augmente toujours la stabilité nous paraît suffisamment probant pour affirmer que le mode de destruction prévu par le premier mécanisme est bien conforme à la réalité.

Nous allons examiner maintenant l'influence de la cohésion.

Influence de la cohésion.

L'influence de la cohésion a été vérifiée expérimentalement comme celle des autres facteurs, c'est-à-dire que nous avons obtenu, par divers procédés, des échantillons d'une même terre ayant des cohésions différentes. Comme nous partions de la même terre et de la même argile, les variations de stabilité observées ne peuvent être imputables qu'aux variations de la cohésion.

Nous pouvons, *a priori*, prévoir un certain nombre de résultats. Par exemple, l'éclatement est soumis à la condition :

$$rC + C_l < 2A$$

et la dispersion à la condition :

$$C_s + C_l < 2A$$

Comme nous avons toujours utilisé des terres dont l'argile est calcique et que nous savons que pour ces terres $C_s + C_l > 2A$, il en résulte que, dans ces expériences, la quantité d'éléments fins ne doit pas varier beaucoup, puisque la condition de dispersion n'est pas remplie.

D'autre part, si nous avons affaire à un sol pauvre en colloïdes ou ayant une grande affinité pour l'eau, il est possible que C ne soit jamais assez grand pour que $rC + C_l > 2A$, c'est-à-dire pour que les éléments grossiers soient stables.

Au point de vue expérimental, nous avons fait varier la cohésion par les procédés suivants :

a. Nous avons fabriqué artificiellement des terres en flocculant sur différents sables des quantités croissantes d'argile ;

b. Nous avons fait varier la cohésion d'une même terre en la malaxant.

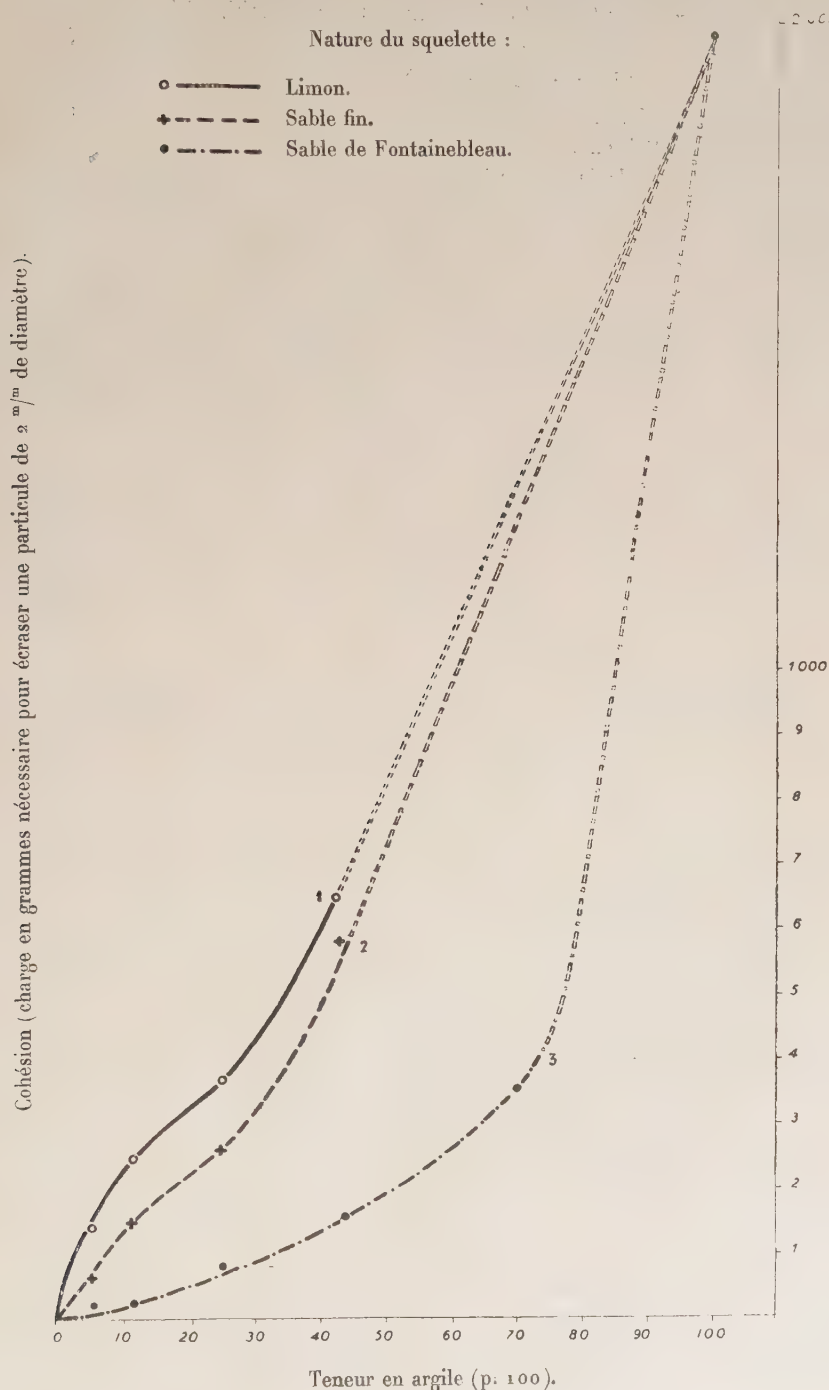
Influence de la teneur en argile et de la nature du sable. — Les échantillons utilisés ont été préparés en partant de trois sables siliceux : un limon, dont le diamètre des particules était compris entre 2 et 20μ ; un sable fin, $20-200\mu$; et un sable de Fontainebleau, dont le diamètre variait de 100 à 400μ , la moitié des particules environ étant inférieure à 200μ .

Le mélange de terre et d'argile était fabriqué suivant la technique décrite page 27. L'argile a été extraite de l'horizon B de la terre de Versailles. Sur chacun de ces échantillons une analyse d'agréats et une mesure de résistance à l'écrasement ont été effectuées.

Le graphique 5 donne la variation de résistance à l'écrasement. Les courbes 1, 2, 3

correspondent respectivement au limon, au sable fin, au sable de Fontainebleau. Ces courbes montrent que, à quantité d'argile égale, la cohésion est d'autant plus élevée que les sables employés sont plus fins. Ce fait doit tenir à la disposition relative du sable et de l'argile. A volume total égal, l'argile doit pouvoir englober d'autant plus facilement

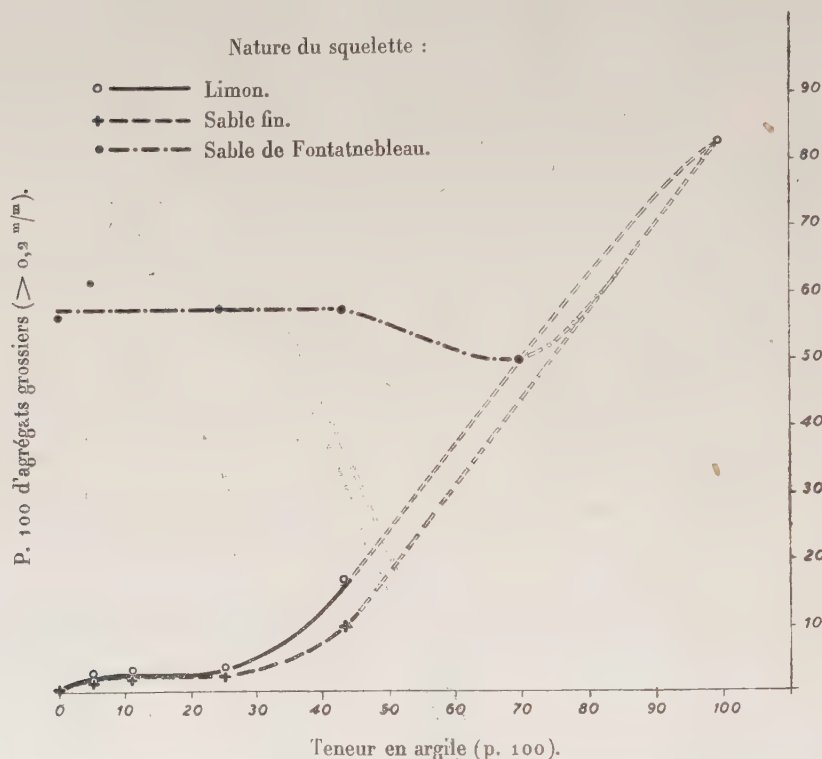
FIG. 5. — Relation entre la cohésion et la composition élémentaire.



le sable que celui-ci est plus fin et l'on conçoit aisément que la cohésion est d'autant plus grande que les grains de sable sont plus étroitement unis à l'argile.

Le graphique 6 donne le pourcentage de particules grossières obtenues par application de l'analyse des agrégats. On constate que c'est seulement à partir d'une certaine cohésion que la stabilité apparaît. Avec le sable grossier, il est curieux d'observer que la

FIG. 6. — Relation entre la stabilité et la composition élémentaire.



quantité d'éléments grossiers reste indépendante de la teneur en argile jusqu'à une certaine valeur de celle-ci. On peut en déduire que les agglomérats d'argile qui se forment entre les interstices du sable sont du même ordre de grandeur que les grains de sable eux-mêmes. Comme ces grains d'argile sont très stables, ainsi que le montre l'analyse effectuée avec l'argile pure, on conçoit que la proportion d'argile ne modifie pas, jusqu'aux concentrations moyennes, les résultats de l'analyse.

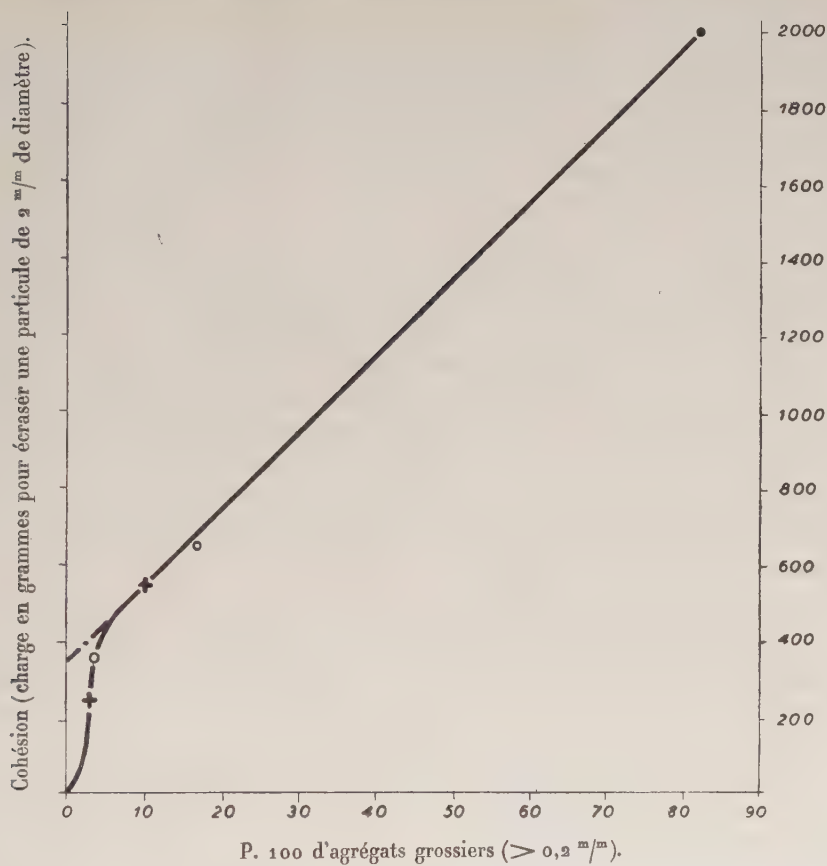
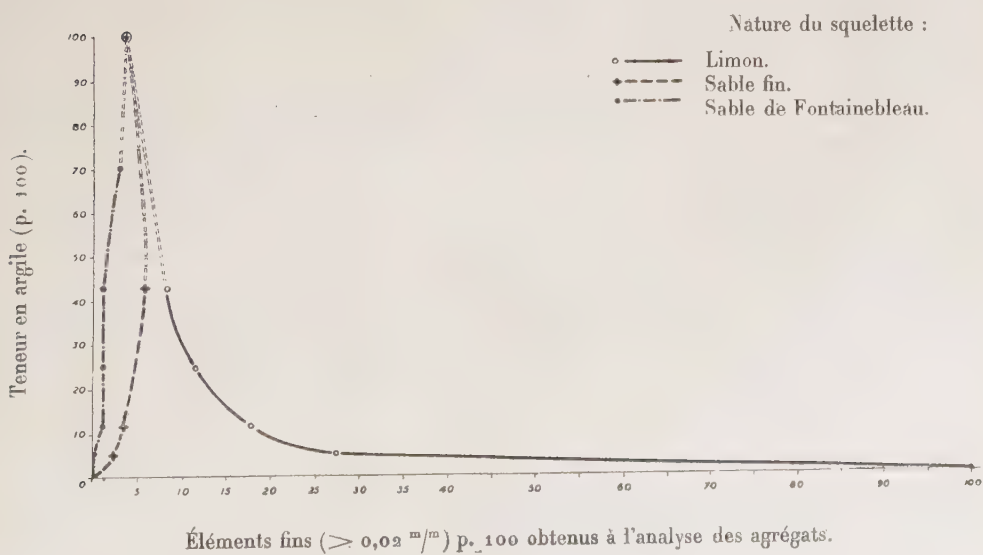
Le graphique 7 est construit en portant en ordonnée la cohésion et en abscisse la quantité d'agrégats grossiers obtenus. On constate que, jusqu'à une cohésion d'environ 400 grammes, il n'y a pas de stabilité. Ceci nous permet donc d'avoir un ordre de grandeur de la valeur critique de C , pour le sable et l'argile essayés.

On conçoit dans ces conditions que, en pratique, les terres pauvres en argile et en humus, ou par conséquent f est grand et C est petit, aient une structure instable. C'est le cas, en particulier, des limons blancs. Leur amélioration consiste à apporter de l'argile. Ceci se fait couramment dans les régions où se trouve ce type de sol. Ces limons constituant l'horizon A, d'un profil de podzol, on remonte l'argile de l'horizon B par un labour profond quand toutefois l'horizon A n'est pas trop puissant.

Le graphique 8 permet de constater que la quantité d'éléments fins obtenus est très

FIG. 7. — *Relation entre la cohésion et la stabilité.*

(Les points correspondent aux indications portées sur les graphiques 5 et 6.)

FIG. 8. — *Relation entre la stabilité et la composition élémentaire.*

faible et reste assez constante, même quand on opère avec de l'argile pure. Ceci montre que, dans les conditions où nous sommes placés, C_s est suffisamment élevé pour qu'il n'y ait pas de dispersion. Ce résultat confirme donc la déduction faite, *a priori*, en partant de la formule théorique.

Dans le cas du limon, tout le limon se retrouve évidemment dans la fraction fine quand il n'y a pas d'argile. Mais la quantité d'éléments fins décroît très rapidement dès qu'il y a un peu d'argile dans le milieu. Ceci justifie l'utilisation d'une fraction inférieure à 20μ comme test de dispersion : puisque, dès qu'il y a dans le milieu un peu d'argile non dispersable, l'expérience montre que cette argile et le limon repassent immédiatement dans la fraction supérieure.

Ceci montre également qu'une petite fraction d'argile est suffisante pour lier les grains de limon. Par conséquent, le phénomène de destruction par éclatement n'intéresse pas, dans son ensemble, la liaison de l'argile et des particules minérales très fines, mais bien les zones de moindre résistance existant dans les gros agglomérats.

Les résultats obtenus avec le sable grossier permettent d'expliquer l'utilité de l'apport de sable dans les terres fortes. Cette pratique très ancienne (34) a été abandonnée probablement comme trop coûteuse. Il y aurait peut-être intérêt à la reprendre dans certains cas. Nos résultats montrent, en effet, qu'une quantité relativement faible de sable grossier est susceptible de diminuer la cohésion sans diminuer la stabilité des grosses particules. Au contraire, l'apport d'éléments fins doit être considéré comme néfaste du point de vue des propriétés physiques.

Variations de la cohésion d'une même terre par malaxage. — VILENSKY (30), puis TIULIN (31), ont montré qu'en pétrissant une terre humide, on peut augmenter la cohésion de la terre sèche et sa stabilité dans l'eau. Ils ont montré aussi qu'il existe une humidité optimum pour laquelle la cohésion et la stabilité sont maxima.

Dans un travail publié antérieurement, nous avons vérifié ce fait avec la terre du domaine de Versailles. Nous avons de plus montré que l'humidité optimum est égale à l'humidité au point d'adhésivité (1).

Depuis, GORKOVA (32) a admis également que l'humidité optimum correspond au point d'adhésivité.

En collaboration avec A. Arena, nous avons étudié six sols très différents dans le but de vérifier les résultats exposés.

Le mode opératoire consistait à tamiser tout d'abord les terres au tamis de 0,5 millimètre. Nous effectuions ensuite la détermination du point d'adhésivité. Les échantillons préparés étaient divisés en fractions de 25 grammes et nous leur ajoutions une quantité d'eau croissante calculée de manière à ce que l'humidité moyenne corresponde au point d'adhésivité. Les échantillons étaient finalement pétris à la main pendant cinq minutes, puis abandonnés à la dessiccation et étudiés suivant les méthodes ordinaires.

Les résultats sont reproduits dans le graphique ci-contre. Les courbes donnant la résistance à l'écrasement (graphique 9), en fonction de l'humidité de la terre au moment du pétrissage, montrent pour toutes les terres que l'humidité optimum correspond au point d'adhésivité, ce qui confirme notre résultat antérieur.

(1) Le point d'adhésivité est déterminé par l'humidité à laquelle une terre commence à adhérer, soit au doigt, soit à une spatule d'acier la mesure se faisant dans des conditions standard. Bien que l'on ignore la signification précise du phénomène, la valeur ainsi déterminée constitue une caractéristique précieuse pour l'étude des propriétés physiques du sol (KEEN, 33).

FIG. 9. — Relation entre l'humidité du sol au moment du pétrissage et sa cohésion après dessiccation.
(Le maximum de cohésion correspond au point d'adhésivité.)

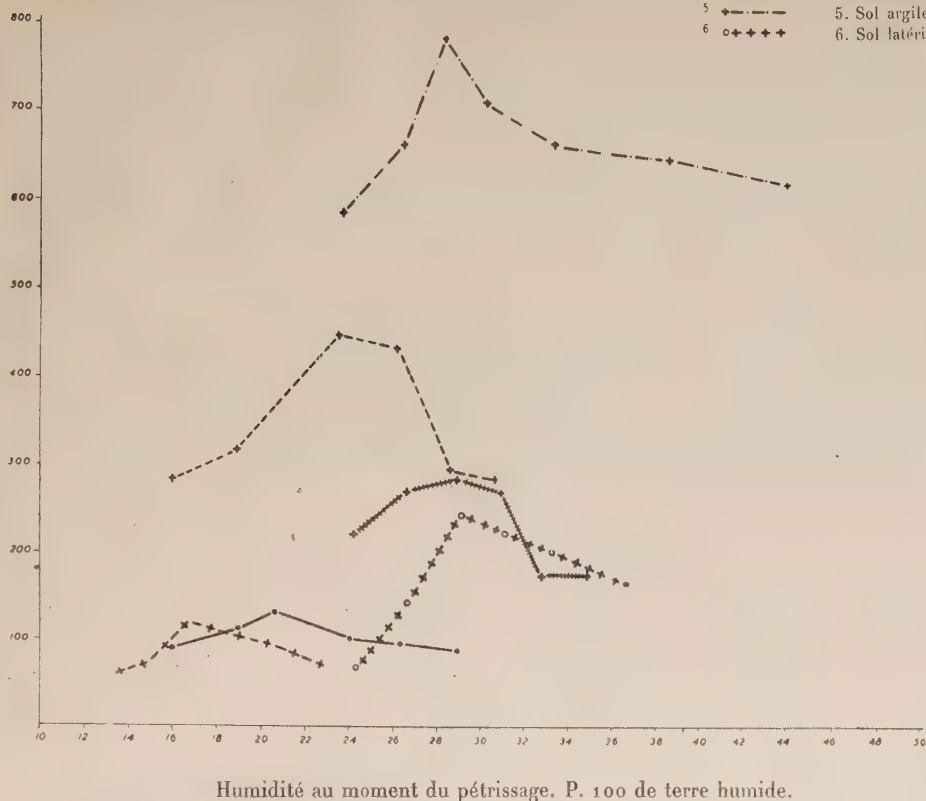
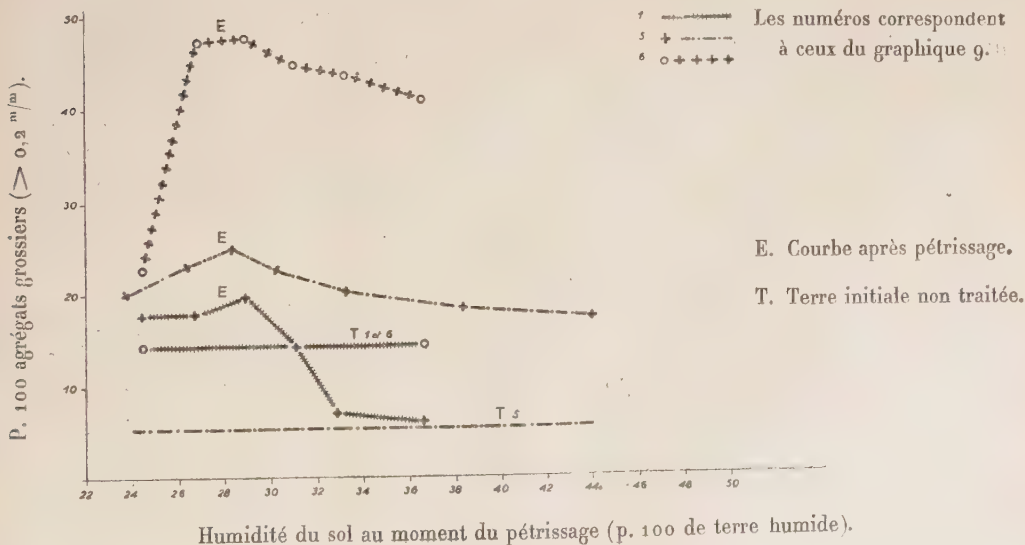


FIG. 10. — Influence du pétrissage du sol à divers humidités sur sa stabilité après dessiccation.



Par contre, trois terres seulement montrent une augmentation de la stabilité (graphique 10). Si nous examinons les trois terres instables, nous constatons : 1° que l'une d'elles est pauvre en argile, donc possède une cohésion faible ; 2° que la terre de la sablière, quoique plus riche en argile, a cependant une cohésion très faible elle aussi ; 3° que la terre de cohésion, nettement plus élevée, extraite de l'horizon B du sol de Versailles, est justement celle dont nous avons extrait l'argile qui a servi aux expériences du paragraphe précédent. Or, nous avons établi que, pour cette argile, il ne peut y avoir de stabilité que pour des cohésions supérieures à 400 grammes. Les chiffres obtenus pour la cohésion étant de l'ordre de grandeur de 400 grammes, il est naturel que nous n'ayons pas observé d'augmentation de stabilité. Quant aux terres stables, nous en trouvons à faible mouillabilité, l'horizon A de la forêt et la terre latéritique, et une à cohésion très élevée.

Conclusions.

L'expérience directe nous a permis de vérifier, dans tous les cas examinés, que : 1° le mécanisme d'éclatement jouait bien suivant le mode prévu par l'hypothèse ; 2° les variables supposées, cohésion et affinité, l'influençaient suffisamment pour admettre que c'est bien là les facteurs qui conditionnent dans ses grandes lignes le premier phénomène provoquant la dégradation de la structure.

Étude de la dispersion des ciments.

La condition de dispersion donnée par la formule (5') est :

$$C_s + C_l < 2A$$

D'autre part, nous avons vu que :

$$C_s + C_l - 2A = 2T_{12}.$$

La condition de dispersion montre que dans ce cas T_{12} est négatif.

Dans cette formule, C_s dépend uniquement de la nature des colloïdes du sol ; il est donc difficile de le faire varier isolément.

C_l , la cohésion du liquide, peut être pratiquement considérée comme constante. Le seul facteur que nous puissions étudier expérimentalement est A .

Pour déterminer A , il suffit de connaître la différence entre l'énergie libre de 1 gramme d'eau libre et l'énergie libre de 1 gramme d'eau liée, en partant d'une mesure ordinaire ; tonométrie, cryoscopie, etc.

Quand on se place dans des conditions d'humidité élevée, correspondant à des affinités faibles, on constate que l'énergie libre dépend en majeure partie de la quantité et de la nature des cations fixés par l'argile et que les cations se placent dans l'ordre suivant :

$$Li > Na > K > Mg > Ca \geq H.$$

Si l'on suppose que les cations sont dissous dans l'eau qui imbibé la terre, on peut considérer que l'abaissement de l'énergie libre de l'eau est due simplement à la dissolution de ces cations. Comme ceux-ci ne peuvent diffuser, l'eau du milieu extérieur tendra à pénétrer dans les agglomérats d'argile, exerçant une pression osmotique sur les micelles, circonscrivant les petits domaines du liquide où sont dissous les ions. Si cette pression est supérieure à l'attraction des micelles les uns pour les autres, il y aura dispersion.

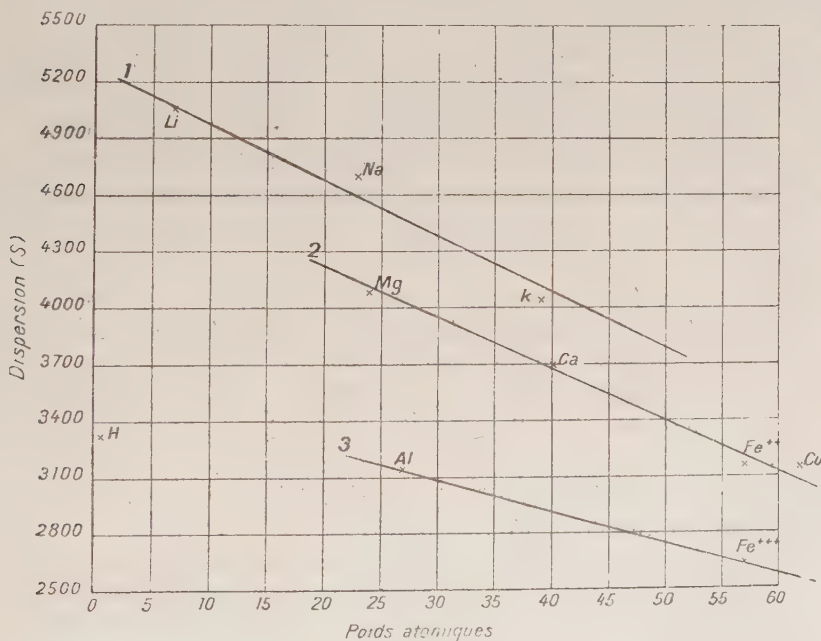
Dans le cas où l'on admet une distribution exponentielle des cations au voisinage de la surface, comme dans les théories de GOUY (34) et de DUCLAUX (35), le raisonnement reste le même; la seule différence est que la variation de la pression osmotique en fonction de l'humidité, qui dans le premier cas doit varier d'une façon hyperbolique, diminuerait suivant une loi exponentielle un peu plus compliquée.

Les relations existant entre la dispersion et diverses propriétés des sols ont déjà été signalées par plusieurs auteurs, notamment par MATTSON (36) et par SCHOFIELD (37). Ce dernier a d'ailleurs proposé le mécanisme décrit plus haut pour expliquer la relation existant entre le degré de dispersion et l'abaissement du point de congélation de l'eau d'une argile en fonction des cations qu'elle avait fixés.

Influence des cations échangeables.

Nous avons, en 1935 (38), fait une série d'expériences pour étudier l'influence de ces cations sur la dispersibilité.

FIG. 11. — Influence des cations adsorbés par un même sol sur sa dispersion.



Dans ces expériences, nous avons fixé sur la terre de Versailles différents cations en la lavant par une solution N du chlorure du cation correspondant. Après remplacement des cations échangeables, la terre était lavée à l'eau distillée et séchée. L'analyse a été effectuée à l'aide de notre ancienne technique (p. 6). Les résultats sont exprimés à l'aide d'une notation particulière que nous avons imaginée pour rendre compte par un seul chiffre des résultats de l'analyse. Ils sont reproduits dans le graphique ci-joint.

On constate que les cations agissent bien suivant la série indiquée, c'est-à-dire dans le sens même où ils augmentent l'affinité du sol pour l'eau. Cet effet est d'autant plus marqué que leur poids atomique et leur valence sont plus faibles. On observe également que l'ion hydrogène ne suit pas cette règle, ainsi que cela se produit généralement.

Nous examinerons deux cas particulièrement importants du point de vue pratique :

- 1° Le remplacement de H par Ca, qui correspond à l'apport d'amendement calcaire ;
- 2° Le remplacement de Na par Ca que l'on rencontre soit quand on traite par le plâtre les terres sodiques (amélioration des terrains salés), soit au contraire quand on augmente la teneur en Na échangeable du sol par apports d'engrais contenant du sodium (sylvinite, nitrate de soude), ou par des irrigations avec les eaux salées.

Remplacement de H par Ca.

Nous avons fabriqué artificiellement des terres en flocculant de l'argile sur du sable, suivant la technique déjà décrite. Nous ajoutions avant flocculation, dans la suspension d'argile, des quantités croissantes de $\text{Ca}(\text{OH})^2$, puis nous flocculions toutes les terres avec la même quantité de Cl^2Ca . Le tableau reproduit les résultats que nous avons obtenus.

INFLUENCE DE L'ADDITION DE $\text{Ca}(\text{OH})^2$ SUR LA STABILITÉ.

pH du sol.....	6,2	7,0	8,4	8,5
$\text{Ca}(\text{OH})^2$ (milli. équiv. p. 100 gr. d'argile).....	0	20	60	120
P. 100 d'éléments fins.....	5,5	6,5	8,9	8,9

Ces résultats montrent que l'élévation du pH accroît la dispersabilité des échantillons. Nous avons obtenu, en 1935, les mêmes résultats, en lavant une terre avec des solutions de pH croissant de Cl^2Ca et de ClNa , c'est-à-dire que nous avons également observé un maximum de dispersion pour un traitement par une solution de pH 8 ⁽¹⁾.

D'autre part, DEMOLON et BASTISSE (40), en étudiant les conditions de stabilité des suspensions d'argile, ont montré que l'optimum de stabilité se trouvait dans la même zone de pH.

Cependant, si nous opérons sur le sol en place non séché, nous constatons que la terre de Versailles chaulée donne moins d'éléments fins que le témoin et beaucoup plus d'éléments grossiers. Ce résultat obtenu avec le sol en place explique pourquoi un apport de chaux est souvent recommandé comme moyen d'améliorer la structure. Cependant, ce résultat est loin d'être général, et l'on connaît des cas où un apport de chaux n'a pas amélioré la structure.

La divergence entre les résultats obtenus au laboratoire et ceux obtenus avec le sol en place n'est pas encore interprétée.

Une hypothèse due à HELTZER (41) constitue une explication possible de ces faits. D'après cet auteur, la chaux n'agirait pas directement sur l'argile, mais favoriserait la décomposition des matières humiques et l'enrobage des mottes de terre, la chaux n'agirait donc qu'en fonction de la quantité de matières humiques présentes dans le milieu.

Remplacement de Ca par Na.

KOTZMAN (42) a fixé sur un sol différentes proportions de Ca et Na et a mesuré l'influence de la proportion relative de ces deux cations sur la stabilité de la structure. Les résultats sont reproduits dans le graphique ci-joint.

Il en ressort qu'une faible quantité de Na est déjà suffisante pour produire une aug-

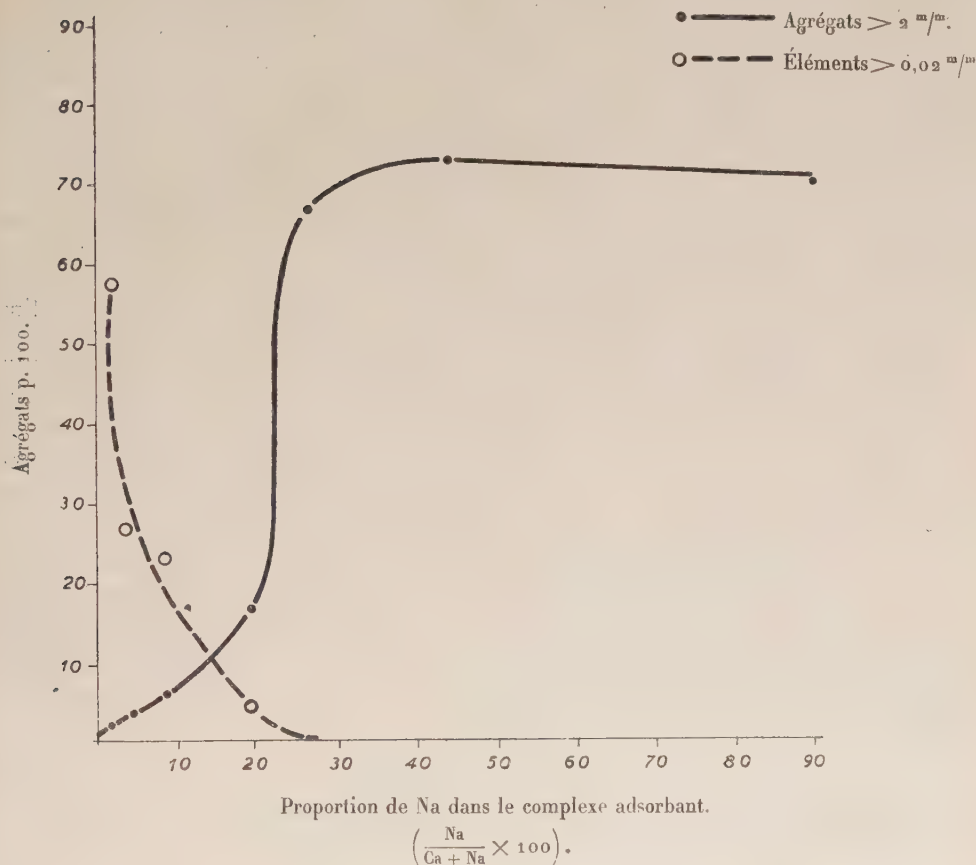
¹⁾ BARBIER (39) en opérant avec un sol sur lequel il avait fixé des acides humiques a trouvé un abaissement de la dispersion pour des pH voisins de 8.

mentation marquée de la dispersion, alors qu'il est nécessaire, au contraire, d'apporter une forte quantité de Ca pour produire l'effet inverse.

Ce fait est en accord avec la théorie que nous avons exposée pour expliquer la dispersion. D'après notre explication, seuls les cations ayant un grand coefficient de dissociation sont susceptibles de provoquer la dispersion. Ce sont donc les seuls actifs. Quand on apporte des quantités croissantes de ces cations, ils produisent là où ils sont fixés un

FIG. 12. — Influence de la nature des bases échangeables sur la stabilité.

(D'après KOTZMAN.)



effet dispersant qui croît jusqu'à ce que la dispersion maxima soit obtenue. Une addition ultérieure sera sans effet. Au contraire, si l'on apporte sur un sol, ayant fixé des cations actifs, des cations inactifs, on n'observera pas d'effet avant d'avoir abaissé la teneur en cation actif au-dessous de la valeur provoquant la dispersion maximum.

On constate également que de faibles quantités de Na sont suffisantes pour modifier l'affinité et provoquer la destruction par éclatement. C'est ce que l'on observe en pratique quand on apporte des engrais sodiques.

Dans le cas d'irrigation par eau salée, la quantité de Na apportée est bien supérieure à la quantité contenue dans les engrais ; on arrive alors réellement à la dispersion de l'argile et la terre devient stérile.

Discussion théorique de quelques résultats.

DI GLERIA (47) a montré que seules les argiles ayant une vitesse de cataphorèse assez faible étaient susceptibles de former des agrégats stables.

Si nous reprenons l'hypothèse formulée au début de ce chapitre, où nous supposons que la pression osmotique causant la dispersion est due aux ions échangeables dissociés il est évident que la charge électrique de la micelle et, par conséquent, son potentiel d'électrophorèse, sont fonction du nombre de cations dissociés. Les deux mesures représentent donc les deux effets d'une même cause.

Des mesures dues à MATTSON (36) montrent d'ailleurs qu'il existe un parallélisme étroit entre les courbes reliant le degré de dispersion, la vitesse d'électrophorèse et le gonflement d'une terre en fonction des proportions de Ca et Na fixés par le complexe adsorbant.

Un deuxième résultat, dû à JANERT (43), va nous montrer d'une façon plus nette la valeur explicative de notre hypothèse.

Cet auteur caractérise la stabilité de la structure de la façon suivante : il prend le rapport de la quantité M d'éléments dispersés (< 0 millim. 02), à la chaleur Q d'humectation du sol. L'observation montre que si $\frac{M}{Q} \leq 8$, la structure peut être considérée comme stable. Et pour $\frac{M}{Q} > 8$, la structure est instable.

Cet auteur basait sa formule sur le raisonnement suivant : « since the heat of Wetting is very little influenced by structural changes, the ratio $\frac{M}{Q}$ gives a measure of the natural degree of dispersion, provided that no artificial dispersion of any kind is used in the elutriation ».

Nous allons montrer ce qu'elle signifie en partant des conditions générales de la dispersion. Nous avons : $C_s + C_l - 2A = 2T_{12}$, avec la condition de dispersion $2A > C_s + C_l$, qui rend T_{12} négatif.

Il est évident que la quantité de matières dispersées dépend de la valeur de T_{12} . Si C_s avait la même valeur, pour toutes les particules d'argile, T_{12} en devenant négatif provoquerait la dispersion de l'ensemble. Comme C_s n'a pas la même valeur, la quantité dispersée M croît en fonction de T_{12} et l'on peut poser : $-2T_{12} = F(M) = 2A - (C_s + C_l)$. Divisons par $2A$, il vient :

$$\frac{F(M)}{2A} = 1 - \frac{C_l}{2A} - \frac{C_s}{2A}.$$

Avec l'approximation de Berthelot, $2A \approx 2Q$; d'où :

$$\frac{F(M)}{2Q} = 1 - \frac{C_l}{2Q} - \frac{C_s}{2Q}.$$

Pour une même valeur de Q plus $\frac{C_s}{2Q}$ sera grand, plus $\left[1 - \frac{C_l}{2Q} \right] - \frac{C_s}{2Q}$ sera petit, et par conséquent plus $\frac{F(M)}{2Q}$ sera petit et le sol correspondant stable.

Le rapport de Janert est donc une mesure de C_s .

Nous ne cherchons pas à défendre le point de vue de cet auteur, car sa formule est très discutable du point de vue physique. Mais cette explication permet de comprendre pourquoi la formule proposée a permis de classer les terres, dans une certaine mesure, comme l'indiquaient les résultats de la pratique.

On peut faire aux approximations indiquées les objections suivantes : d'une part, A est différent de Q , comme l'a montré BEHRENS (44). Il serait donc préférable de remplacer Q dans cette formule par une mesure plus exacte de l'affinité.

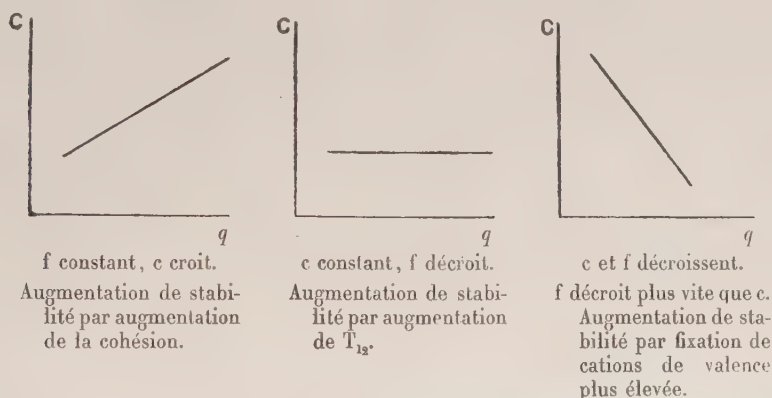
D'autre part, de nombreux auteurs et JANERT (43) lui-même ont montré que la chaleur d'humectation d'une terre Na était inférieure à la chaleur d'humectation d'une terre Ca⁽¹⁾. Ceci confirme que l'utilisation de Q comme mesure de l'affinité constitue une erreur puisque l'on est amené à prendre pour l'affinité, dans le cas de sol Na, une valeur trop faible.

Il faut reconnaître que l'auteur, partant d'un point de vue différent, ne pouvait le prévoir.

Conclusions.

L'ensemble des résultats obtenus nous a permis de montrer que les deux mécanismes supposés existent réellement et se superposent dans les conditions prévues par la

FIG. 13. — Divers types de relations entre Q , C et F .



théorie. Nous croyons donc avoir fourni une explication rationnelle du phénomène que nous étudions. Nous avons synthétisé dans le graphique ci-joint les relations pratiquement observables entre les grandeurs C et f d'une part, et S d'autre part. Cependant, nous n'avons pas porté S sur le graphique puisque nous ne pouvons pas le mesurer, mais q , quantité d'éléments grossiers que l'on peut considérer comme une fonction de S .

Le premier graphique représente l'augmentation de q produite par une élévation de la cohésion.

Le second, l'augmentation de q par suite de la diminution de f , C restant constant.

Le troisième, qui n'est qu'un cas particulier du second, représente l'augmentation de q , quand C et f décroissent, mais f décroît plus vite que C .

Notons que ce sont ces deux derniers cas qui importent en pratique. En effet, l'augmentation de S par augmentation de C n'est pas désirable, car la cohésion des mottes

¹ Ce fait assez surprenant, *a priori*, s'explique quand on examine les courbes donnant l'affinité du sol pour l'eau en fonction de l'humidité. On constate que, dans la région des faibles humidités, l'affinité pour l'eau des terres calcaïques est plus élevée que celle d'une terre sodique, alors que l'inverse se produit comme nous l'avons indiqué, pour la zone des humidités élevées. On conçoit donc que Q puisse être inférieur avec les terres sodiques.

augmentant, il devient difficile, sinon impossible, de réduire les mottes à des dimensions convenables lors de la préparation du terrain en vue des semis.

Notons, d'autre part, que les cas examinés correspondent aux variations possibles des deux facteurs introduits dans la formule et qu'ils permettent de résumer du point de vue pratique l'action des différents facteurs envisagés dans le mécanisme de la dégradation par éclatement.

Quant à la formule exprimant les conditions de dispersion, on peut constater qu'elle concorde bien avec les résultats acquis.

Toutefois, les explications que nous avons données n'ont qu'un caractère schématique. C'est ainsi que, dans l'étude du phénomène d'éclatement des mottes, nous déterminions la cohésion de la terre sèche. Or, ce n'est pas cette cohésion qui intervient en réalité, mais celle de la terre plus ou moins humide puisque au fur et à mesure que l'eau pénètre dans les capillaires du sol, celui-ci s'en imbibe; la cohésion qui intervient réellement est donc plus faible que celle qui est mesurée.

D'autre part, quand on met un sol riche en matières organiques au contact de l'eau, on constate tout d'abord qu'il ne se mouille que peu ou pas. Au bout d'un certain temps, un changement de teinte et la chute des particules au fond de l'eau montrent que la terre s'est progressivement mouillée. Aussi, quand nous parlons de faible mouillabilité, serait-il plus exact de dire que la terre possède une grande hystérésis de réhumectation. Du même coup, l'on s'aperçoit que l'apport de ces substances doit régulariser le gonflement en le ralentissant. On évite ainsi ces véritables déchirements dus à des inégalités de gonflement qui provoquent eux aussi la destruction des particules terreuses sous l'action de l'eau.

Dans ces conditions, on conçoit qu'une mesure exacte de la grandeur à étudier soit difficile. On peut même se demander si elle est possible.

Régénération de la structure.

Dans le premier chapitre de ce travail, nous avons examiné les mécanismes de la dégradation. Nous allons examiner maintenant dans quelles conditions les éléments détruits peuvent se resouder pour former de nouvelles mottes stables qui pourront, après travail du sol, constituer les éléments d'une structure régénérée.

Dans les expériences que nous allons exposer, nous avons toujours supposé que la variation de stabilité observée était due aux variations de la cohésion. On peut en effet penser que les variations de l'affinité sont négligeables, puisque nous n'avons pas modifié la composition du complexe adsorbant.

Condition d'apparition de la cohésion.

Nous nous sommes efforcés de déterminer les causes de la cohésion. Nous n'avons pas essayé de résoudre tout le problème, mais simplement de préciser quelques points particuliers afin de pouvoir plus facilement expliquer les faits que nous avons rencontrés au cours de notre travail.

Dans ce but, nous avons d'abord cherché quels étaient les facteurs susceptibles d'influencer la cohésion apparente des argiles et des terres.

Dans le graphique 3 accompagnant les conclusions de la première partie de notre travail, on voit que la cohésion croît quand on fixe un ion alcalin sur le sol. Ce premier

résultat conduit à penser qu'il y a peut-être une relation entre l'hydratation des argiles et la cohésion qu'elles peuvent avoir ultérieurement après dessiccation. Nous avons donc cherché à vérifier la généralité de la corrélation entre la cohésion de l'argile et son degré d'hydratation avant dessiccation. Les expériences ont porté sur les points suivants :

A. Déshydratation par divers procédés des argiles avant dessiccation et comparaison de la cohésion des argiles traitées après dessiccation;

B. Déshydratation d'une terre humide par divers procédés avant dessiccation et étude de la cohésion après dessiccation;

C. Influence du degré d'hydratation d'une terre sur sa cohésion après dessiccation.

Déshydratation des argiles.

Le matériel employé était constitué par une argile de l'horizon B de la terre de Versailles dispersée par les procédés ordinaires (méthode internationale A), avec toutefois un traitement chlorhydrique plus ménagé (HCl N/10). Nous fabriquions une terre avec cette argile par floculation et mélange avec du sable; mais le mélange subissait divers traitements avant d'être recueilli sur filtre et traité par notre méthode d'analyse après dessiccation. Ces traitements et les résultats sont indiqués dans le tableau suivant.

INFLUENCE DES DIVERS TRAITEMENTS SUR LA COHÉSION D'UN MÉLANGE DE SABLE ET D'ARGILE.

Nature du traitement	Témoïn	2 + alc. éthyl. C. finale 50 p. 100	3 floculé, gelé — 7°, 12 h.	4 gelé — 7°, 12 h. floculé.
Cohésion (résistance à l'écrasement en grs.)	110	67	46	26

On constate que tous les traitements déshydratant provoquent une diminution de la cohésion. Par conséquent, c'est bien à une déshydratation que doit être due la diminution de la cohésion.

Remarquons d'autre part que, sauf dans le cas où l'argile a fixé des ions alcalins, la modification produite par congélation est difficilement réversible.

On peut montrer qu'il s'agit bien d'une déshydratation par le test du pouvoir émulsifiant. En effet, l'argile de Versailles ⁽¹⁾, quand elle a été dispersée, n'émulsionne pas l'eau dans le toluène, ce qui prouve qu'elle n'est pas mouillée par le toluène. Au contraire, quand elle a été gelée, elle se mouille par le toluène et est alors susceptible d'émulsionner l'eau dans le toluène. Notons que ce résultat ne peut être obtenu que par les argiles saturées par H ou Ca et non avec des argiles saturées par Na.

D'autre part, les dépôts d'argile gelée ont un volume très faible, beaucoup plus faible même que ceux obtenus en floculant l'argile par un cation peu hydraté, tel que Fe. Ceci montre également que le gel produit sur l'argile une déshydratation.

Déshydratation d'une terre humide.

Lors de l'expérience relatée page 18, nous avons prélevé trois échantillons de sols qui ont été immergés dans l'alcool à 96°. Ces échantillons ont ensuite été traités par la

⁽¹⁾ Le test de l'émulsion n'est pas applicable à tous les types d'argile; les kaolinites qui sont peu hydratées émulsionnent toujours l'eau dans le xylène, même quand elles ont fixé des ions Na.

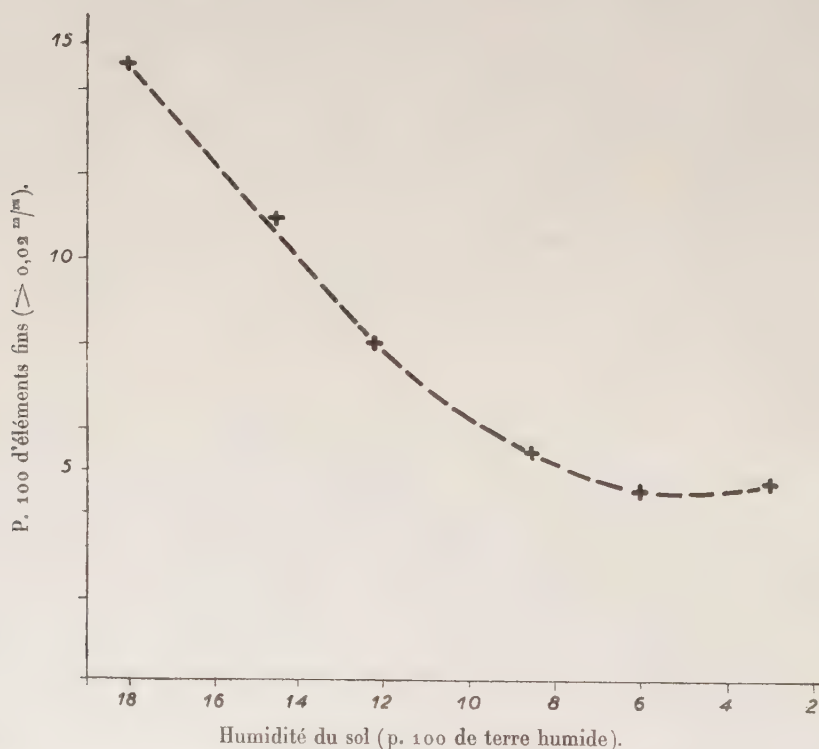
technique d'analyse ordinaire et en plus leur cohésion a été déterminée. Les résultats obtenus sont reproduits dans le tableau suivant :

INFLUENCE DU TRAITEMENT À L'ALCOOL SUR LA STABILITÉ ET LA COHÉSION D'UN SOL.

Humidité du sol lors du traitement.....	18 p. 100	8,5 p. 100	3 p. 100
Cohésion (résistance à l'écrasement en grs.).....	15	175	180
P. 100 d'aggrégats $> 0\text{ m/m } 2$	5	12	14
P. 100 d'aggrégats $< 0\text{ m/m } 0,2$	6	3,5	3

Par conséquent, un sol humide traité à l'alcool voit diminuer sa cohésion et corrélativement la stabilité de ses éléments grossiers. L'inverse se produit pour la quantité

FIG. 14. — Variation de la quantité d'éléments fins obtenus à l'analyse des agrégats en fonction de l'humidité du sol au moment de l'analyse.



d'éléments fins. En nous reportant à la première partie de notre travail, on peut donc affirmer que le traitement a modifié C_s .

Ces résultats nous permettent également d'observer que c'est pour une humidité de 8 p. 100 que le traitement à l'alcool semble devenir inefficace. Nous avons déjà obtenu ce même résultat avec la même terre dans l'expérience que nous avons rappelée plus haut. Ceci nous permet de conclure que l'humidité critique mise en évidence ne traduit pas un équilibre entre l'alcool et la terre, mais bien l'existence d'un état critique de l'humidité du sol.

Nous avons complété cette observation en déterminant la quantité d'éléments fins par analyse des agrégats. Cette mesure a été effectuée en même temps que la détermination

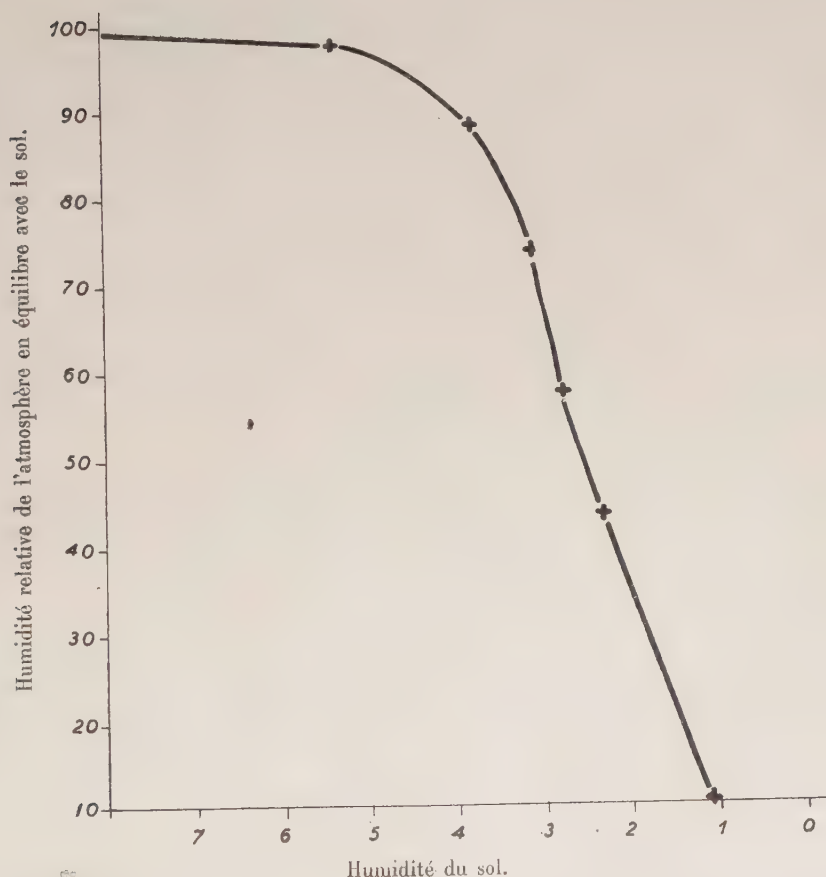
des éléments grossiers dans l'expérience déjà citée. Les résultats sont reportés sur le graphique ci-joint.

Celui-ci montre que la quantité d'éléments fins obtenus décroît avec l'humidité de l'échantillon initial. Ici encore, on constate l'existence d'une humidité critique entre 8,5 et 6 p. 100 d'eau, c'est-à-dire à peu près au même point que précédemment.

Nous rapprocherons ces résultats d'un certain nombre d'autres données :

1° Le graphique ci-joint représente la variation de l'hygroscopicité d'une terre voisine de celle étudiée (d'après BURGEVIN [46]). On constate que la région critique à partir de

FIG. 14 B. — *Courbe d'hygroscopicité de la terre utilisée.*
(A comparer avec le graphique 14. — D'après H. BURGEVIN.)



laquelle la stabilité devient constante correspond sensiblement au point de grande courbure de la courbe humidité-tension de vapeur du sol. Ceci montre que « l'humidité d'accrochage », c'est-à-dire l'humidité à partir de laquelle toutes les liaisons ont été établies entre les micelles argileuses, correspond au moment où l'eau est retenue par des forces élevées. Ce résultat avait d'ailleurs été signalé par PURI et KEEN (47).

On peut expliquer ces faits de la manière suivante :

Nous avons montré antérieurement (45) que la cohésion d'un sol augmente en

fonction de son humidité d'une manière continue entre 9 p. 100 de terre humide et 2,5 p. 100. Et, pourtant, la quantité d'éléments fins obtenus à l'analyse reste constante. On est donc conduit à imaginer, pour expliquer ces résultats, l'existence de deux facteurs conditionnant la valeur Cs. L'un, le nombre de liaisons entre les micelles d'argile et qui expliquerait la stabilité vis-à-vis de l'action de l'eau; et un autre facteur représentant la force de ces liaisons et qui expliquerait la variation de la cohésion proprement dite. Notons que les céramistes ont également montré qu'il y avait une augmentation continue de la cohésion au fur et à mesure de la dessiccation des échantillons.

2° JUNG (4), en refroidissant brutalement des terres dans l'air liquide, a pu montrer que ce traitement produisait un effet comparable au traitement à l'alcool. Au contraire, une congélation à température relativement élevée (par exemple -7°C.) ne modifie pas la cohésion des terres ⁽¹⁾.

Cette dernière remarque va nous permettre de prévoir l'effet d'un abaissement de température, courant sous notre climat, sur la structure du sol. On peut admettre que le gel correspond à une dessiccation lente de celui-ci. Si nous avons d'une part la courbe de stabilité en fonction de l'humidité, et d'autre part la courbe-tension de vapeur en fonction de l'humidité, on peut passer par les formules de la thermodynamique de l'abaissement de la tension de vapeur à l'abaissement du point de congélation; on constate ainsi, pour des gelées dépassant rarement -7 , -8° , à quelques centimètres de profondeur, que l'effet produit correspond à peu près à une humidité relative de 93 p. 100 et nous amène par conséquent juste au voisinage de l'humidité critique. On conçoit donc que, dans la majorité des cas, l'action physicochimique de la gelée considérée comme agent déshydratant soit faible. Les résultats obtenus en pratique, lorsqu'une terre a été gelée, sont dus à l'ameublissement mécanique produit par la formation des cristaux de glace. Ces cristaux, en brisant les mottes, préparent ainsi l'émiettement du sol par les instruments de culture.

En conclusion, ces faits montrent qu'il existe une humidité critique correspondant à l'accrochage des micelles d'argile et à l'existence de forces élevées retenant l'eau.

Hydratation d'une terre sèche.

Cette expérience est extraite d'un travail publié en 1936 (45). Le matériel était constitué par de la terre de Versailles passée au tamis de 0 millim. 5. Des échantillons de 25 grammes étaient placés sur filtre, lavés avec différentes quantités d'eau distillée, puis desséchés à l'air. Les résultats sont reproduits dans le tableau ci-joint.

INFLUENCE DU TRAITEMENT DE LA TERRE PAR L'EAU SUR SA COHÉSION.

Traitement	sol Ca.			sol Na.	
	Lavé par 1 l. eau.	Lavé par 3 l. eau.	Lavé par 6 l. eau, arrêt écoulem	Lavé par 1 l. eau, arrêt écoulem.	Lavé par 1 l. eau, puis 300 cc. al- cool.
Cohésion : écrasement en grs.	13	40	126	386	62

⁽¹⁾ Mais elle modifie celle des agglomérats obtenus, si l'on gèle l'argile avant dessiccation, comme nous l'avons montré plus haut.

Ils permettent de constater l'influence du degré d'hydratation de la terre sur sa cohésion. Nous avons pu montrer en effet que le volume occupé par la terre sédimentée était d'autant plus grand que le traitement à l'eau était plus long et la cohésion ultérieure plus élevée.

On peut donc conclure de ces observations que toute opération provoquant une déshydratation brutale de la terre diminue la cohésion de celle-ci quand elle a été séchée, et que toute opération augmentant le degré d'hydratation accroît la cohésion.

Ayant montré l'influence de l'eau sur la cohésion, nous allons montrer comment celle-ci dépend de l'assemblage des micelles.

Étude de l'assemblage des micelles d'argile.

Un certain nombre de résultats conduisent à penser que l'eau n'est pas retenue uniformément sur la surface des micelles, mais seulement en certains points privilégiés (SCHOFIELD [49]). Ces points doivent correspondre à la position d'atomes ou de groupes d'atomes dans le réseau cristallin de l'argile. On peut donc prévoir que, lors de la dessiccation, les points ayant fixé l'eau pourront venir s'accoler les uns aux autres et, dans une certaine mesure, assembler les micelles en une sorte de pseudo-cristal caractérisé par des propriétés optiques se rapprochant plus ou moins des propriétés des micelles isolées. Évidemment, étant donné l'hétérogénéité de l'argile, en particulier en tant que dimensions, cet assemblage sera toujours assez imparfait.

La nature cristalline des argiles et l'orientation de leurs micelles ont été mises en évidence depuis plusieurs années. Le travail le plus ancien à notre connaissance, où il est question d'argiles séchées et orientées, est celui de BERTRAND et LANQUINE (50). Ces auteurs, étudiant les plaques minces d'argiles ont observé que, en certains points, la matière argileuse était biréfringente; ils en ont conclu à une orientation de l'argile. Depuis, HENDRICKS et FRY (51), MARSHALL (52), ont montré que les micelles argileuses étaient biréfringentes, en particulier quand elles étaient orientées dans un champ électrique. BOUTARIC (53), dans les mêmes conditions, a obtenu des phénomènes de pléochroïsme, montrant l'existence d'une orientation de l'argile. KELLEY (54) a obtenu par sédimentation des dépôts d'argile biréfringents. P. URBAIN (55) a signalé que les argiles présentaient une biréfringence d'écoulement. Enfin, SIDERI (56) a obtenu des dépôts d'argile secs qui étaient orientés.

Nous retiendrons de ces résultats le fait suivant : les argiles sont constituées en partie au moins par des particules cristallines dissymétriques du point de vue électrique et géométrique.

Nous nous sommes attachés à démontrer la généralité de ce phénomène et nous avons essayé de relier les phénomènes d'orientation à la cohésion.

Orientation par écoulement.

Elle est apparue avec l'argile de Versailles que nous faisons écouler dans les conditions décrites par P. URBAIN. Mais, dans ces mêmes conditions, une suspension de Montmorillonite ne nous a pas donné d'orientation par écoulement, car la suspension était rigide et les vitesses d'écoulement probablement trop faibles pour rompre le gel.

Orientation par électrophorèse.

Si l'on place deux électrodes dans quelques gouttes d'une suspension d'argile étendues sur une lamelle et si l'on applique une différence de potentiel à ces électrodes, il

se forme au voisinage de l'électrode positive un dépôt d'argile orientée. Pour rendre le phénomène plus évident, nous avons réalisé une expérience en utilisant une électrode circulaire et une électrode punctiforme placée au centre de la première. Dans ces conditions, nous obtenions, suivant le sens du courant, soit une couronne d'argile, soit une rosace. Comme les micelles d'argile sont orientées suivant le sens des lignes de courant, on a donc toutes les orientations possibles de 0 à 2π , et l'on constate entre Nicols croisés la formation d'une croix noire correspondant aux deux directions d'extinction (voir photographie 2).

Orientation par la tension superficielle.

Si on laisse une suspension d'argile entre porte-objet et couvre-objet, on constate bientôt une accumulation d'argile sur le bord du couvre-objet et cette argile est orientée. On constate aisément, en déplaçant le couvre-objet, une déformation de la partie orientée et l'apparition d'une biréfringence d'écoulement sous la lamelle. Une gouttelette de suspension montre de même une orientation radiale de l'argile sur les bords qui se traduit, lors de l'examen entre Nicols croisés, par l'apparition d'une croix noire. Si on laisse sécher la préparation entre deux lamelles de verre, on constate que, petit à petit, la suspension se divise en filets très fins plus ou moins anastomosés biréfringents qui persistent après dessiccation. Nous donnons plus loin une photographie de ce phénomène (3).

Orientation mécanique.

Nous avons dit que la biréfringence d'écoulement montrait que les micelles argileuses devaient avoir une forme allongée. On pouvait alors penser qu'en striant, à l'aide d'une pointe de bois, une suspension épaisse d'argile déposée sur une plaque de verre, les bords des stries devaient se trouver orientés, la pointe de bois disposant des micelles d'argile dans le prolongement les unes des autres sur le bord des stries. L'expérience nous a montré qu'il en était bien ainsi.

Une autre expérience montre la possibilité d'une orientation mécanique : une goutte d'argile est déposée sur une lame porte-objet et séchée au-dessus de la flamme d'un bec de gaz. Dans ces conditions, il se forme, au cours de la dessiccation, des bulles de vapeur qui soulèvent des cloques d'argile, généralement percées au centre par le gaz qui s'est échappé. Ces cloques ont ainsi l'aspect d'un petit volcan. La cloque d'argile a donc travaillé à l'extension et, dans ces conditions, les micelles se sont orientées radialement puisque la zone de plus grand travail, celle où s'est produit la rupture, est le centre ; un tel assemblage donne une croix noire entre Nicols croisés ainsi que le montre la photographie (4).

Orientation spontanée.

On peut obtenir des préparations d'argile orientée en séchant une goutte d'argile sur une lamelle porte-objet suivant la technique décrite dans le paragraphe 4, mais en chauffant avec un peu plus de précautions. La photographie ci-jointe montre d'ailleurs un filament obtenu dans ces conditions (5). On peut obtenir également des plaques d'argile orientée de plusieurs dizaines de millimètres carrés de surface simplement en desséchant à l'étuve, dans une capsule de quartz, une suspension d'argile disposée en couches assez minces. On peut même obtenir ce résultat par dessiccation à l'air libre et à température normale. Il est à noter qu'on n'obtient presque jamais d'orientation en laissant une goutte de suspension s'évaporer à l'air libre sur une lame de verre. Au

début, il se forme bien une couronne d'argile orientée, mais l'orientation disparaît avec la dessiccation. Par contre, si on laisse sécher une masse d'argile et si on la brise, on constate que les petits débris obtenus sont biréfringents, montrant l'existence d'une orientation dans de petits domaines de la masse.

Nous avons essayé un grand nombre d'argiles de provenances différentes et presque toutes nous ont donné des préparations biréfringentes. Seules les argiles extraites des terres latéritiques ne nous ont pas donné d'orientation. Il y a certainement une relation entre la faculté que possède l'argile de s'orienter par dessiccation sur la flamme et la cohésion de cette argile. En effet, nous avons constaté⁽¹⁾ que les argiles qui s'orientaient le plus facilement, se brisaient, après dessiccation, en lamelles limitées par des côtés presque rectilignes et formant des angles vifs. Au contraire, les argiles qui s'orientaient mal se réduisent en poudre fine.

D'ailleurs, il est facile de constater, avec une même argile, que l'argile Na ou K donne une bien meilleure orientation qu'une argile H ou Ca, et nous savons que ces argiles sont les plus cohérentes. Les expériences sont assez difficiles à réaliser car il est nécessaire que les opérations soient effectuées d'une manière aussi comparable que possible.

Indiquons en passant que des pseudo-solutions d'humate d'ammoniaque nous ont donné par dessiccation des préparations montrant une légère biréfringence ainsi qu'on peut le constater sur la photographie ci-jointe (6).

Discussion de ces résultats.

Les observations décrites soit sur l'influence de l'hydratation sur la cohésion, soit sur l'orientation, nous permettent de tirer les conclusions suivantes :

1. Il y a parallélisme entre les forces d'orientation et les forces de cohésion;
2. Étant donné que les micelles se groupent suivant un certain schéma qui permet justement à l'ensemble de la préparation d'être biréfringente, on peut en conclure que les forces d'orientation ne prennent naissance qu'en certains points de la micelle;
3. Comme il y a une orientation par les agents mécaniques et que, d'autre part, à l'orientation des micelles correspond une augmentation de la cohésion, le pétrissage doit augmenter la cohésion d'une argile comme nous l'avons constaté. S'il en est ainsi, puisque le pétrissage provoque une organisation de la masse, le volume doit diminuer et la densité augmenter. VERSHININ (57) a en effet montré qu'il existait un parallélisme entre la densité apparente des agrégats d'une terre et leur cohésion quand on avait pétri cette terre à des humidités différentes, comme dans l'expérience de VILENSKY (30). A la densité maximum correspond la cohésion maximum. Ces considérations vont nous permettre d'expliquer l'existence d'un optimum. Quand on pétrit la terre à de faibles humidités, la cohésion obtenue n'est pas maximum, parce que la déformabilité de la terre est faible. Si l'on emploie des pressions plus élevées, on peut cependant, dès la zone des faibles humidités, obtenir des cohésions élevées (HENIN) [45]. Quand l'humidité croît, la déformabilité de la terre augmente et l'effet d'une même pression se fait de plus en plus sentir. Quand les colloïdes sont complètement saturés d'eau, la pression ne se fait plus sentir sur la terre elle-même, mais sur un film d'eau séparant les particules. On conçoit, dans ces conditions, que la cohésion puisse tomber au-dessous de la valeur initiale, puisque dans ce pétrissage on peut détruire des particules terreuses.

(1) En collaboration avec notre collègue E.-M.-BASTISSE, qui a préparé ces argiles.

Considérations sur la nature des liaisons entre les micelles d'argile.

Jusque maintenant les expériences montrent que l'eau a une influence capitale sur la cohésion; on peut donc penser, avec certains auteurs, que c'est l'eau elle-même qui forme la liaison entre les micelles et assure la cohésion.

En admettant cette hypothèse, si on imbibé une terre par plusieurs liquides organiques, on doit voir la cohésion diminuer dans le même sens que leur moment moléculaire permanent et leur affinité pour l'eau. En effet, plus ces propriétés seront marquées et plus les forces assurant la liaison entre les molécules d'eau seront perturbées par l'action de ces corps.

Influence de divers liquides organiques sur la cohésion des terres.

La méthode expérimentale consiste à imbiber pendant une demi-heure les grains de terre dans les liquides choisis, de manière à assurer leur saturation. On retire alors la particule terreuse imbibée de liquide du récipient dans lequel on l'a imbibée et on détermine immédiatement la résistance à l'écrasement. Dans le cas de liquides très volatils, il est nécessaire, pour éviter la dessiccation, d'ajouter sur les plaques entre lesquelles la terre est écrasée une certaine quantité de liquide. Nous avons utilisé quatre terres différentes : un limon blanc, un limon rouge et les horizons B des terres de la Sablière et de Versailles.

Nous avons obtenu les résultats suivants :

1. La cohésion d'une terre quelconque imbibée dans un liquide organique est plus faible que la cohésion de la terre sèche, même quand le liquide organique utilisé n'est pas polaire (CCl_4 , C_6H_6). On explique ce fait par l'existence de moments moléculaires induits dans les corps non-polaires.

2. Si l'on pose que la cohésion dans le benzène d'une terre quelconque est C , la cohésion dans un liquide organique C_o , le quotient $\frac{C_o}{C} \times 100$ est grosso-modo le même pour toutes les terres. Ceci se vérifie avec les corps du groupe a (voir plus loin).

3. D'après leur action sur la cohésion, les corps polaires peuvent se diviser en deux groupes :

a. Les corps dont la polarité est due à un radical ou à un atome ne présentant pas d'affinité particulière pour l'eau (Cl , CH_3 , NO_2); ils agissent proportionnellement à leur moment moléculaire (voir graphique ci-joint);

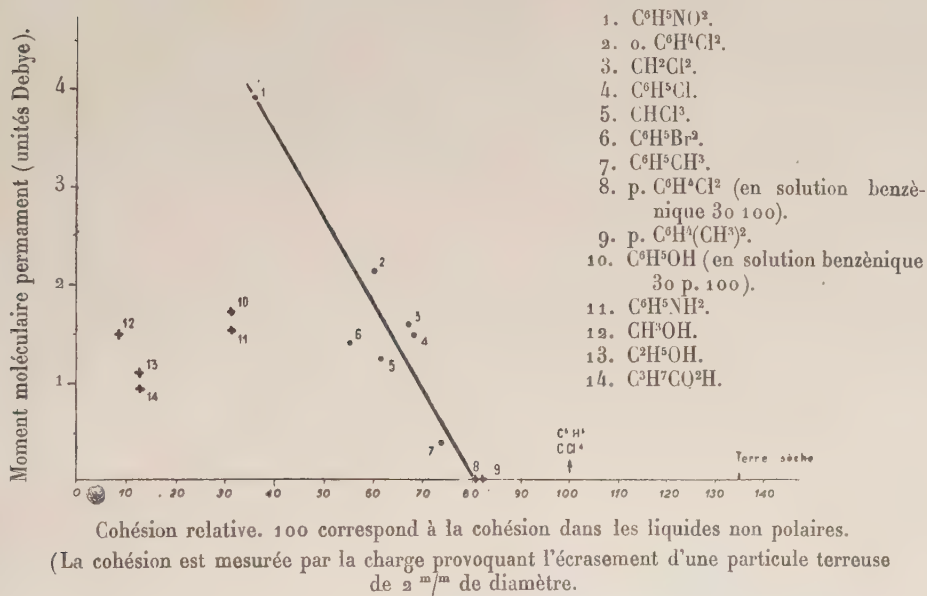
b. Les corps dont la polarité est due un radical présentant une affinité particulière pour l'eau (OH , NH_2 , CO_2H); ils agissent d'autant plus énergiquement que la molécule elle-même est plus petite; d'après cette règle, le corps le plus actif est évidemment l'eau.

Quand on examine la droite autour de laquelle se groupent les résultats obtenus avec les corps de la classe a , on constate qu'elle ne passe pas par l'origine, mais par la valeur 80. Or, c'est justement la valeur que nous avons obtenue avec des corps dont la non-polarité est due à une compensation de l'action de deux radicaux identiques (paraxylène, paradichlorobenzène en solution benzénique). On est donc amené à supposer que le corps ne joue pas par son moment moléculaire total, mais seulement par une partie de

la molécule. Par exemple, dans notre hypothèse, la partie de la molécule qui serait au contact de l'eau formant lien entre les deux micelles.

En dehors du phénomène étudié, indiquons que le classement des corps obtenus dans cette expérience est assez général. W. RUSSEL (58) a montré que la densité d'une argile déterminée par la méthode du flacon était plus grande à moment moléculaire égal dans les liquides dont la molécule renfermait un radical OH que dans la même molécule renfermant un atome de Cl. JANERT (43), en déterminant la chaleur d'humectation de la terre dans différents liquides organiques, a observé que les liquides organiques non-polaires, benzène et tétrachlorure de carbone, donnaient un faible dégagement de

FIG. 15. — Influence de l'imbibition d'une terre par divers liquides organiques sur sa cohésion.



chaleur, alors que, les liquides à moment moléculaire permanent tels que toluène et nitrobenzène, provoquaient un dégagement de chaleur d'autant plus élevé que le moment moléculaire était plus grand. Les valeurs obtenues restaient toutefois inférieures à la chaleur d'humectation dans l'eau. Enfin, HARKINS (59) a montré que la tension interfaciale d'un liquide organique et de l'eau était plus basse quand la molécule organique contenait un OH alcoolique que quand elle contenait un atome de Cl.

Ces résultats vont à l'encontre de notre hypothèse initiale car il est impossible de choisir entre les deux hypothèses suivantes :

1° Les liquides organiques agissent sur l'argile dans le même sens qu'ils agissent sur l'eau parce que c'est l'eau qui forme les liens entre les micelles argileuses, hypothèse en accord avec les résultats de HARKINS;

2° Les corps susceptibles de réagir avec l'argile doivent présenter en dehors de leur polarité une analogie de structure entre eux, hypothèse expliquant le parallélisme entre nos résultats et ceux de JANERT et W. RUSSEL. Dans cette seconde hypothèse, on pourrait supposer que les corps susceptibles d'agir sur l'argile sont ceux qui présentent une ana-

logie de structure avec l'argile, ce qui ramènerait l'interaction des liquides et les solides aux mêmes règles que l'épitaxie.

Autres facteurs susceptibles de modifier la cohésion.

Il existe encore un facteur susceptible de modifier la cohésion, c'est la température. Différents travaux montrent en effet que le chauffage d'une terre provoque une diminution de la quantité d'argile dispersable.

Les minéralogistes admettent que l'eau perdue par l'argile quand on élève la température provient de la décomposition d'oxyhydriles, contenues dans le réseau, qui forment une molécule d'eau. C'est également par ce mécanisme que l'on explique la déshydratation irréversible de certains sels de fer et d'alumine. Cette liaison possède une stabilité élevée et l'on peut lui attribuer les effets obtenus par dessiccation à température supérieure à celle du laboratoire.

D'autre part, diverses expériences montrent que, pour obtenir une dispersion complète de certaines argiles, il est nécessaire de leur faire subir un traitement acide et l'on sait en général que l'on obtient une quantité d'argile constante qu'en traitant les terres par des agents énergiques (HCl, NaOH). Or, un traitement de ce genre est susceptible de détruire les liaisons dont nous avons rappelé la formation. Des phénomènes de ce genre permettent d'expliquer la très faible dispersabilité dans l'eau des sols riches en hydroxydes de fer et d'alumine (latérite).

TIULIN (60), en dispersant des terres par des agents de plus en plus énergiques, a insisté sur le fait que la stabilité de la structure était liée à la présence d'une fraction de colloïde difficilement dispersable. C'est ainsi que l'on peut expliquer l'action stabilisante des matières organiques, des hydroxydes de fer (LUTZ) [61].

En définitive, on peut considérer que dans la terre il existe une cohésion due à un mécanisme propre aux micelles argileuses, et d'autre part une cohésion due aux impuretés qui peut être particulièrement élevée.

Quelques observations sur la dispersion.

Nous avons dit, à la fin de la première partie de ce travail, qu'une terre immergée dans l'eau se gonflait toujours plus ou moins. Nous avons examiné de ce point de vue des fragments d'argile biréfringents, immergés dans l'eau, à l'aide du microscope.

On constate tout d'abord un gonflement de la particule qui s'accompagne d'une augmentation de la quantité de lumière transmise. Nous avons pu mesurer ce phénomène grâce à l'obligeance de M. le professeur ORCEL, qui a bien voulu mettre à notre disposition un microscope équipé d'une cellule photoélectrique, appareil qu'il a lui-même imaginé pour mesurer le pouvoir réflecteur d'un certain nombre de corps; nous avons opéré avec la lumière transmise. Le principe de la mesure est le suivant : plus la quantité de lumière passant au travers de la préparation est élevée, plus la quantité d'électricité émise par la cellule photoélectrique est grande et la mesure de l'intensité de ce courant permet d'apprécier d'une façon relative la quantité de lumière reçue par la cellule. Nous avons pu constater ainsi que la quantité de lumière transmise par l'argile imbibée d'eau était 1,5 à 2 fois plus grande que la quantité de lumière transmise par l'argile sèche. Nous avons même observé des préparations qui, complètement opaques quand elles étaient sèches, laissaient passer des quantités appréciables de lumière après humectation. La préparation montrait à ce moment une biréfringence très nette.

Avec l'argile de Versailles, nous avons constaté dans de nombreux cas une déformation de l'arrangement des micelles. Tout se passe comme si l'extérieur du fragment d'argile

examiné se gonflait plus que l'intérieur. On obtient ainsi une structure plus ou moins radiale qui se traduit par l'apparition d'une croix noire un peu floue, en lumière parallèle, ainsi qu'on peut le voir sur la photographie 7.

En lumière convergente, l'argile sèche donne des figures correspondant à une lame biaxe négative taillée perpendiculairement à la bissectrice du petit angle des axes. Avec l'argile mouillée, on trouve fréquemment les caractéristiques d'une lame biaxe négative, mais taillée perpendiculairement à la bissectrice du grand angle des axes. On observe également des cas intermédiaires, mais la présence du dernier cas décrit correspond à un maximum d'hydratation. On l'obtient le plus fréquemment avec des argiles saturées par Na. Dans ces conditions les hyperboles deviennent de plus en plus floues et parfois disparaissent.

Par conséquent, quand une argile est au contact de l'eau, elle fixe toujours une certaine quantité d'eau, cette quantité est variable avec le cation fixé. Au fur et à mesure de cette imbibition, les micelles modifient leur position initiale, puis à la fin se séparent. Ce mécanisme s'expliquerait bien en imaginant l'existence de deux forces, les unes attractives, tendant à maintenir les micelles dans leur position initiale, les autres répulsives, tendant à écarter les micelles. Cette dernière force pourrait être la pression osmotique des ions fixés. Si ces dernières forces agissent à des distances supérieures aux premières, il y a dispersion.

Critique des hypothèses sur la nature des liaisons.

Le mécanisme d'apparition de la cohésion dans les colloïdes en général et dans les argiles en particulier est encore mal connu. Cependant, plusieurs hypothèses ont été émises pour expliquer ce phénomène. Nous allons les exposer et les discuter :

A. *Hypothèse rattachant la cohésion des colloïdes à l'hydratation* (W. RUSSEL) [58].

D'après cet auteur, la liaison entre les micelles argileuses serait assurée par les molécules d'eau. Le schéma de l'assemblage serait le suivant (voir graphique 16). Dans ce schéma, les points de la micelle correspondant à l'emplacement d'un cation dissocié constituent un centre d'hydratation et les centres d'hydratation de deux micelles différents sont reliés entre eux par un cation entouré de sa couche d'hydratation. Cette hypothèse permet d'expliquer :

1° L'influence des cations sur la cohésion; ceux-ci sont en effet d'autant plus actifs qu'ils sont plus dissociables;

2° L'influence de la capacité d'échange de base sur la cohésion; il est évident qu'à dissociation égale le nombre de liaisons sera proportionnel à la capacité d'échange de base;

3° La nécessité de mouiller l'argile avec un liquide polaire si on veut la rendre cohérente; en effet, seuls les corps ayant une grande polarité sont susceptibles de s'orienter suffisamment pour donner des liaisons résistantes. D'autre part, il est nécessaire que ces liquides provoquent la dissociation des cations;

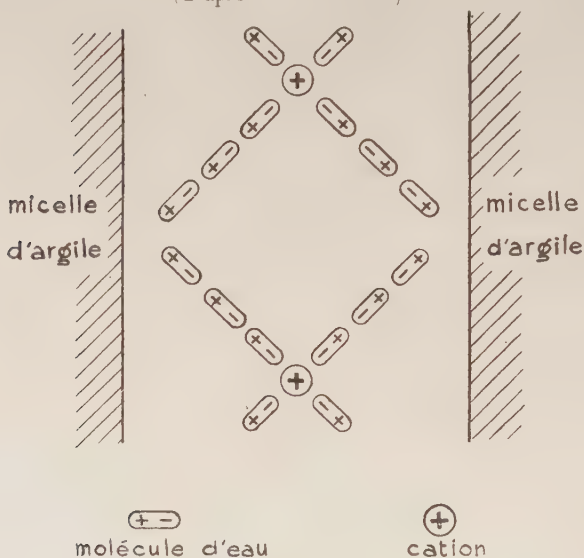
4° L'augmentation de cohésion par dessiccation; on conçoit en effet que plus la chaîne de molécules d'eau est courte, plus elle est résistante;

5° Cette hypothèse est en accord avec celle formulée pour expliquer l'influence des liquides organiques sur la cohésion, ainsi que l'influence de l'alcool et du froid.

Mais on ne peut expliquer pourquoi ces cations agissent d'une manière différente sur la dispersion. On ne comprend pas plus comment ils peuvent exercer une pression osmotique. Enfin, un échange de base quelconque devrait provoquer une dispersion complète de l'argile, ce qui ne paraît pas se produire, tout au moins quand on échange un cation non-dispersant contre un autre cation non-dispersant.

FIG. 16. — Schéma de la liaison de 2 micelles d'argile par des cations et des molécules d'eau orientées.

(D'après E. W. RUSSEL.)



B. *Hypothèse rattachant la cohésion à des liaisons chimiques du type (1) après déshydratation* (voir p. 50).

Cette hypothèse ne paraît valable que pour expliquer l'action pectisante des températures relativement élevées et la dessiccation irréversible des gels de fer et d'alumine.

C. *Hypothèse formulée pour expliquer les phénomènes thixotropiques.*

La cohésion serait due à des forces de Van der Waals-London et des répulsions à la charge électrique des micelles (FREUNDLICH) [62]. Si cette hypothèse était générale, elle devrait être valable pour les argiles qui donnent naissance à des phénomènes thixotropiques (MOISSEIEV [63], KOVALESKAYA [64]). Mais HAMMAKER (65) a montré que cette conception est trop simpliste et qu'il est nécessaire de tenir compte de l'influence du liquide immergeant. D'autre part, les résultats que nous avons exposés sur l'orientation des argiles et quelques expériences récentes sur la floculation des colloïdes (HELLER) [66] montrent l'existence de coagulation orientée. Il est donc indispensable que l'hypothèse proposée tienne compte de l'influence de chaque point actif de la micelle. Cette nécessité ressort d'ailleurs, *a priori*, puisque l'argile est un corps amphotère qui peut échanger tout aussi bien des cations et des anions.

D. *Hypothèse adoptée.*

Il semble que l'on puisse exprimer l'ensemble des propriétés examinées à l'aide de l'hypothèse suivante. Il existe dans l'argile soit des liaisons par cations du type 1, soit des liaisons directes entre deux files de molécules d'eau orientées, l'une sur un point

de la micelle, l'autre sur un point —. La longueur et le nombre de ces files dépendra évidemment de la charge de la micelle. La dessiccation, en provoquant un raccourcissement de ces chaînes, rapprochera les micelles. A cette phase du phénomène, toute déshydratation brusque rompra la chaîne en laissant les micelles séparées. Au contraire, une dessiccation lente ramènera les micelles au contact. Aux faibles hydratations, toutes les chaînes de molécules d'eau deviennent suffisamment longues pour entrer en contact et le nombre de liaisons croît. Une dessiccation ultérieure raccourcit encore les chaînes et peut alors provoquer des liaisons du type O. Les cations et les anions encore dissociés ne pouvant plus alors se refixer sur les micelles se combinent entre eux et forment les sels (salt forming effect de STEENKAMPF) [67].

Une réhumectation provoquera un effet en sens inverse dû à l'action des cations qui tendront d'abord à se réhydrater et qui interviendront ensuite par la pression osmotique. Au fur et à mesure que cette pression s'exerce, les chaînes de molécules d'eau s'allongeraient à nouveau par l'introduction de nouvelles molécules. Mais leur action maintiendrait la cohésion de l'ensemble. La résistance opposée par ces chaînes de molécules permettrait d'expliquer que l'énergie libre de réhumectation est inférieure à l'énergie libre de déshydratation. Les liaisons du type O ne seraient pas susceptibles de refixer ultérieurement les molécules d'eau sans l'action d'un traitement chimique. Le malaxage favoriserait l'apparition de liaisons entre les chaînes courtes.

Enfin, cette hypothèse permet de prévoir l'action d'un contact de longue durée avec l'eau. Supposons une argile ayant fixé des cations Ca. Pour un certain degré d'hydratation de l'argile, nous sommes obligés, pour expliquer la stabilité, d'admettre que la pression osmotique exercée par les cations est inférieure à la cohésion due aux chaînes de molécules d'eau. Une molécule d'eau de grande énergie cinétique pourra cependant venir se fixer dans la chaîne et augmenter sa longueur. L'hydratation de l'argile devra donc croître avec le temps.

Comme on le constate, cette hypothèse n'a rien d'original. C'est simplement un compromis entre les différentes hypothèses existantes et, bien que nous n'ayons pas de raisons particulières pour affirmer sa réalité, nous l'avons exposée à cause de sa valeur explicative.

Conclusions.

La réapparition de la stabilité est due soit à la dessiccation des micelles deshydratées, soit aux effets produits par la compression. Ces deux facteurs ont pour résultats de provoquer un assemblage des micelles argileuses tel qu'il corresponde au maximum de liaisons possibles entre elles. Ce résultat coïncide avec une orientation des micelles. La nature des liaisons est mal connue, il est probable cependant qu'elles sont constituées par des molécules d'eau orientées et par des liaisons type oxyde. La dispersion serait provoquée par la pénétration de l'eau entre les micelles ou à l'intérieur même des micelles sous l'influence de la pression osmotique des cations fixés. Les liaisons type oxyde doivent probablement être très difficiles à rompre et communiquent aux micelles une grande résistance à la dispersion. Il en est probablement de même pour les liaisons qui prennent naissance dans les acides humiques quand ceux-ci se dessèchent.

Évolution de la stabilité de la structure.

Le phénomène de dégradation de la structure se manifeste ainsi que nous l'avons dit par l'affaissement du sol. Les éléments fins provenant de la destruction des mottes initiales ne se ressoudent pas immédiatement d'une façon suffisante pour résister à l'action de l'eau. Aussi on constate à l'analyse une diminution de la stabilité.

La dégradation de la structure comprend donc deux phénomènes qui sont d'ailleurs étroitement liés et se produisent simultanément : 1° la diminution de la porosité; 2° la diminution de la stabilité.

Le phénomène inverse, que nous appelons la régénération de la structure, consiste dans le passage d'une structure dégradée à une structure lâche. Il comprend donc : 1° une augmentation de la porosité; 2° un émiettement des mottes. Ces deux phénomènes nécessitent l'intervention des forces mécaniques extérieures, ils se produisent soit spontanément sous l'action des forces naturelles (gel, travail des animaux fouisseurs, variation du taux d'humidité), soit sous l'action du travail de l'homme; 3° l'augmentation de la stabilité des mottes qui est un phénomène physico-chimique dépendant soit de la déshydratation des colloïdes hydratés, mais pouvant dépendre également d'influence mécanique comme la pression. Contrairement à ce qui se passe dans le phénomène de dégradation de la structure, les différentes phases du phénomène de régénération ne s'effectuent généralement pas simultanément. Comme nous avons limité notre travail au seul point de vue physico-chimique, nous n'étudierons ici que l'augmentation de la stabilité des mottes.

Nous supposons, ce qui est approximativement vrai, que les propriétés physico-chimiques intrinsèques, en particulier l'affinité du sol pour l'eau, restent sensiblement constantes. Les variations de stabilité observées seront donc dues aux seules variations de la cohésion qui ne peuvent provenir elles-mêmes, comme nous l'avons déjà dit, que de différences dans le degré d'hydratation ou de la compression des colloïdes. Dans le but d'éclaircir quelque peu le mécanisme du phénomène, nous avons tout d'abord effectué au laboratoire l'étude de l'action de l'eau sur le troisième mécanisme du phénomène de régénération.

Étude au laboratoire.

Cette étude a été réalisée de la façon suivante : plusieurs terres ont été laissées au contact de l'eau dans différentes conditions pendant des temps variables. Nous avons examiné ensuite quelle était la stabilité des échantillons après dessiccation.

Nous avons utilisé dans ces expériences des échantillons de terres provenant de l'horizon B de la Sablière (1), de l'horizon B du sol de Versailles (2) sous forêt et l'horizon A de ce même sol (3). Ces terres, après avoir été séchées à l'air, étaient passées au tamis de 0 millim. 5. Nous constituons alors des séries d'échantillons de 30 grammes.

Dans une série, les échantillons étaient introduits dans des flacons de 100 centimètres cubes remplis ensuite avec de l'eau distillée. Une autre série d'échantillons était déposée sur filtre en papier placé dans des entonnoirs et imbibé d'eau par en dessous. Pendant toute la durée de l'expérience, les échantillons sont restés imbibés d'eau, mais le plan d'eau dans les récipients où étaient disposés les entonnoirs se trouvait toujours légèrement au-dessous du niveau de la terre. Évidemment, le plan d'eau montait au début jusqu'au niveau de la terre, puis celle-ci aspirant l'eau, la douille de l'entonnoir restait pleine après l'abaissement du niveau de l'eau assurant ainsi le contact. Après un

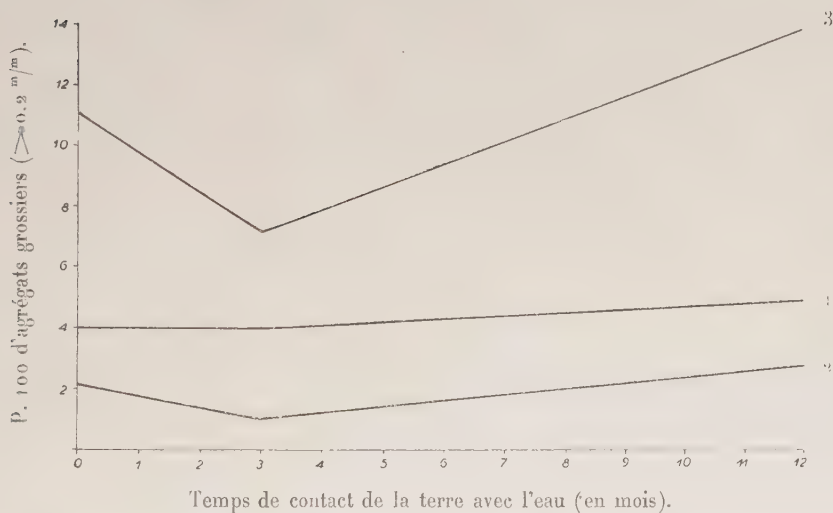
temps plus ou moins long, la terre des flacons était recueillie sur filtres, ou les entonnoirs étaient retirés de l'eau. Tous les échantillons étaient alors abandonnés à la dessiccation à l'air libre et à la température du laboratoire, pendant trois semaines. Les échantillons étaient enfin préparés et analysés dans les conditions ordinaires.

L'ensemble des expériences représente environ 100 essais. La durée du contact a varié dans chaque série de un à douze mois. Malheureusement, les résultats sont très variables et nous n'avons pu établir une courbe traduisant l'évolution du phénomène. Nous avons pu néanmoins mettre en évidence les résultats suivants :

L'augmentation de la stabilité de la fraction la plus grossière est toujours peu sensible ; nous n'avons pas pu la mettre en évidence d'une façon nette dans le cas de la terre immergée dans l'eau. Dans le cas des terres imbibées sur filtres, on observe tout d'abord une diminution de la stabilité des éléments grossiers après quelques mois de contact (voir graphique 17), suivie ultérieurement d'une augmentation de la stabilité qui, dans le cas de l'horizon A de la forêt, dépasse la stabilité initiale.

FIG. 17. — Variation de la stabilité de la structure en fonction du temps de contact avec l'eau.

(Analyse après dessiccation. — Terre mouillée sur filtre.)



Dans le cas de la fraction fine, nous avons toujours obtenu un minimum de stabilité (se traduisant par un maximum de la quantité d'éléments fins à l'analyse, pour un temps d'environ trois mois également).

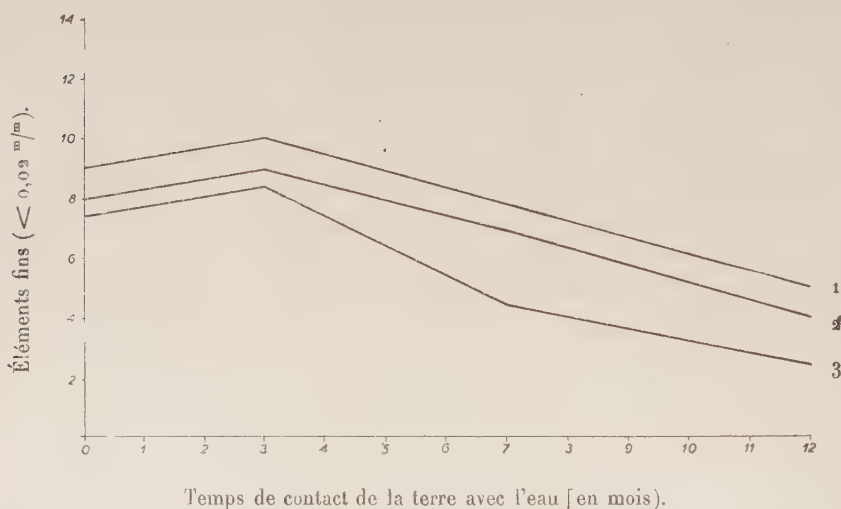
Les résultats de ces expériences sont tels qu'il est impossible d'affirmer si l'augmentation de la stabilité sur filtres est due soit à une action propre de l'eau, soit à l'apport de matières organiques provenant d'une importante quantité de microorganismes dont nous n'avons pu éviter le développement à la surface de l'échantillon.

Par contre, le comportement de la fraction fine montre d'une manière incontestable que, au contact de l'eau, il y a tout d'abord une destruction des agglomérats terreux présents dans l'échantillon et cette destruction n'est pas compensée par la soudure ultérieure des nouveaux agglomérats formés par dessiccation. Au bout d'un certain temps on constate au contraire une augmentation très nette de la stabilité. On peut attribuer ces résultats au fait que, au début de l'expérience, la destruction des agglomérats existant, sous l'action de l'eau, ne s'accompagne pas d'une hydratation suffisante pour que les colloïdes puissent se ressouder sous le seul effet de la dessiccation. Quand le

temps de contact augmente, l'hydratation de la terre croît; la dispersion des colloïdes se produit ainsi qu'on peut le constater aisément en agitant les flacons contenant la terre. Dans ces conditions, la dessiccation produit une soudure efficace de l'ensemble qui se traduit par une augmentation de stabilité. Notons également que, si l'on ne constate pas la formation de grosses particules stables, c'est probablement parce que les conditions de l'expérience ne permettent pas un contact suffisant entre les particules terreuses.

Ces résultats constituent d'ailleurs la vérification de ceux que nous avons publiés en 1936. Nous avons montré qu'au bout de trois mois de contact avec l'eau, on pouvait constater une régénération sensible.

FIG. 18. — *Variation de la dispersion en fonction du temps de contact avec l'eau.*
(Analyse après dessiccation, fraction fine.)



Une expérience de ce genre, effectuée avec un sol Na, nous avait permis de constater, au bout de quarante-huit heures, une augmentation très sensible de la stabilité (pour la fraction fine). Or, les mesures de volume des substances sédimentées nous ont montré que le sol Na était beaucoup plus hydraté que le sol Ca. Nous retrouvons donc l'influence de l'hydratation signalée au chapitre 2.

Étude du phénomène sur le sol en place.

Partant des résultats obtenus au laboratoire, on pouvait déduire que la structure du sol en place devait varier pendant l'année en fonction de la pluviosité des saisons. Un travail de VINOKUROV (64) montrait d'ailleurs que, au cours de l'année, l'état de dispersion du sol (quantité d'éléments fins obtenus par analyse des agrégats) était maximum pendant la période humide, ce qui est conforme à ce que nous avons trouvé au laboratoire. Un autre travail de SCOTT-BLAIR et YATES (69) montre que la charge limite-produisant le « glissement » (yield value) d'une terre variait avec les conditions d'humidité du sol au moment du prélèvement de l'échantillon et indiquant une modification des propriétés physiques des colloïdes du sol. Bien entendu, la mesure était effectuée sur des pâtons amenés à la même humidité.

Les expériences ont porté sur une collection de terres constituée par la Station Centrale d'agronomie et obligeamment mise à notre disposition par son directeur, M. Burgevin.

Cette collection était constituée de la façon suivante : tous les ans, depuis sept ans, les échantillons sont prélevés sur une série de parcelles aux dates suivantes : 15 mars, 15 mai, 15 juillet, 15 septembre, 15 novembre. Les parcelles se différencient par les engrais qu'elles reçoivent ; un certain nombre d'entre elles n'ont pas reçu d'engrais et constituent des témoins. Nous avons opéré : 1° sur les témoins ; 2° sur les parcelles ayant reçu du nitrate de soude. Ajoutons que, au moment du prélèvement de l'échantillon, l'humidité du sol en place est déterminée.

Évolution des éléments grossiers.

Examen du phénomène a priori. — Nous continuerons à admettre que l'eau est le seul facteur actif et que, par conséquent, on peut lui attribuer toutes les variations observées. Nous étudierons ici tout particulièrement les variations de la quantité d'éléments grossiers. Nous écrirons, d'après notre hypothèse, que la quantité dq d'éléments formés est proportionnelle à l'humidité $h(t)$ et au temps d'action dt de cette humidité, d'où :

$$dq = K h(t) dt,$$

K étant un facteur de proportionnalité.

Pendant la saison sèche, nous avons de petites chutes de pluie qui ont toutes une action destructrice. dp doit donc être négatif pour de faibles humidités. Au contraire, pendant les saisons humides, l'humidité a un rôle constructeur et dp doit être positif.

D'autre part, une terre donnée voit son humidité varier entre deux limites fixes, dépendant de la nature du complexe adsorbant, constituant un maximum et un minimum ; aussi nous ne considérerons que les variations relatives y de h en posant :

$$y = \frac{h - hm}{hd} \times 50,$$

hm représentant la valeur moyenne de l'humidité et hd la différence entre l'humidité maximum ou minimum et hm . y doit aussi être une fonction périodique. Nous avons choisi la fonction la plus simple de toutes, la fonction sinusoïdale, et nous avons admis que la variation y était telle que : $y = 50 \sin. mt$ avec $m = \frac{2\pi}{12}$, si l'on prend t en mois.

Nous avons justifié l'emploi de cette fonction en comparant l'humidité calculée par cette formule et l'humidité mesurée. En comparant les valeurs moyennes de l'humidité des sept années pour chacun des cinq prélèvements, nous avons trouvé un coefficient de corrélation de 0,92. La seule valeur s'écartant notablement de la valeur calculée est l'humidité au mois de novembre. Le minimum de la fonction se place au 15 janvier. Nous considérerons cette approximation comme suffisante.

Par analogie, nous ne considérerons, dans la suite, que la variation relative x des éléments grossiers, telle que : $x = \frac{q - q^m}{qd} \times 50$, où les indices de q donnent à cette lettre la même signification que pour h .

Reprenons le calcul avec ces nouveaux éléments. Nous pouvons écrire :

$$dx = y dt = K 50 \sin. mtdt,$$

où K est un facteur d'efficacité, il vient en intégrant :

$$x = \frac{K \times 50}{m} \cos mt + cte.$$

Comme x représente le pourcentage de variations, pour $\cos. mt = 0$, $x = 0$, $Cte = 0$.

D'autre part, pour $\cos. mt = \pm 1$, $x = \pm 50$; d'où $\frac{K}{m} = 1$.

En définitive : $x = 50 \cos. mt = 50 \sin. \left(mt - \frac{\pi}{2} \right)$.

Par conséquent, il y a un décalage de $\hat{U} = \frac{\pi}{2}$, entre la fonction suivant laquelle varie l'humidité et celle suivant laquelle varie la quantité d'éléments grossiers.

Nous pouvons alors, pour vérifier notre raisonnement, établir un graphique en portant en ordonnées les valeurs y et en abscisses les valeurs x . Il est aisé de voir que les points ainsi obtenus doivent se répartir sur une circonférence.

Cependant, étant donné les erreurs expérimentales assez importantes, nous avons calculé la valeur moyenne de U , en utilisant l'ensemble des données expérimentales, à l'aide de la méthode de corrélation.

Utilisation de la méthode de corrélation. — Il nous faut tout d'abord faire une remarque à propos du résultat obtenu dans le paragraphe précédent. Si, pour une raison ou pour une autre, le décalage entre la variation d'humidité et la variation de la teneur en agrégats grossiers n'était pas $\frac{\pi}{2}$ mais un angle $\hat{U}$ quelconque, nous aurions, en supposant que les variations de chacun de ces éléments soient toujours représentées par la même fonction, une famille de courbes représentant des ellipses. Cette famille d'ellipses sera entièrement définie par la valeur de $\cos. U$, puisque les coefficients de x et y sont égaux.

Examinons maintenant la formule générale exprimant la loi de GAUSS-BRAVAIS :

$$\frac{1}{2K\sqrt{K}}e^{-\frac{1}{2K}\left[\frac{x^2}{\sigma_1^2} + \frac{y^2}{\sigma_2^2} - \frac{2Rxy}{\sigma_1\sigma_2}\right]}$$

Dans cette formule, R est le coefficient de corrélation. Il permet de préciser la forme des ellipses homothétiques d'égale densité de probabilité et ne dépend donc que de la forme des courbes et non pas des dimensions de leurs paramètres. L'examen de cette formule montre que le coefficient R représente le cosinus de l'angle de déphasage des deux fonctions sinusoïdales ayant donné naissance à l'une quelconque des ellipses d'égale densité de probabilité.

Supposons qu'au lieu d'avoir des points répartis dans tout le plan, nous ayons à faire à des points répartis cette fois-ci sur une seule ellipse appartenant à la famille de points caractérisée par une valeur de R , le coefficient de corrélation, calculé en prenant un certain nombre de points sur la courbe, nous permet de calculer l'angle de déphasage, c'est-à-dire l'angle U , des deux fonctions ayant donné naissance à la courbe, puisque $R = \cos. U$.

Supposons maintenant qu'au lieu d'avoir les points disposés exactement sur une courbe, les points soient disposés de manière que leur distribution autour d'une ordonnée quelconque nous donne une courbe en cloche dont la moyenne coïncide avec le point situé sur la courbe; nous pourrions à nouveau construire des ellipses d'égale densité de probabilité qui sont encore caractérisées par R .

Le cas que nous avons envisagé correspond à ce dernier cas. Il nous suffira par conséquent de calculer le coefficient de corrélation entre les variations d'humidité et les variations d'agréats grossiers pour déterminer le décalage entre les deux fonctions représentant ces variations.

D'après MONTESSUS DE BALLORE (70),

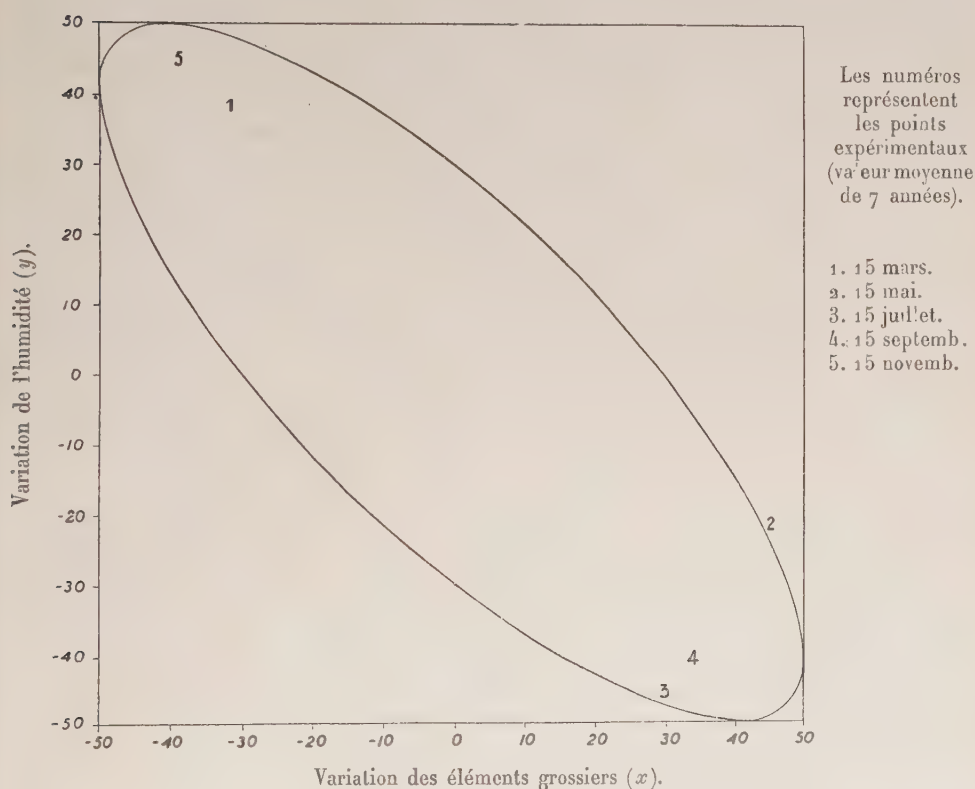
$$R = \frac{\Sigma xy}{\sqrt{\Sigma x^2 \cdot \Sigma y^2}}$$

x et y auront ici la même signification que plus haut. Nous avons donc là une méthode qui permet de calculer la valeur moyenne $\cos. U$ ou, en définitive, le temps écoulé entre

le moment où l'humidité a été maximum et celui où la quantité d'éléments grossiers est maximum. Il est nécessaire maintenant de discuter l'influence des cas aberrants possibles sur le résultat.

Supposons que, pour une raison ou pour une autre, la régénération se produise avant la fin de la période humide, autrement dit que la fonction reliant q et t ne soit pas de la forme indiquée. Dans ces conditions, à des humidités élevées, vont correspondre des quantités élevées d'agréats grossiers. Le nombre de produits xy affectés du signe + croît et R devient positif, montrant que $\hat{U} < \frac{\pi}{2}$. Supposons le cas inverse, c'est-à-dire la

FIG. 19. — Courbe moyenne montrant la variation des agrégats grossiers ($> 0,2 \text{ m/m}$) en fonction de la variation de l'humidité.



régénération se produisant avant la fin de l'hiver. Alors ce sera le nombre de produits xy affectés du signe — qui l'emportera, R sera négatif et $\hat{U} > \frac{\pi}{2}$. Mais, dans ces conditions, nous serons obligés d'admettre une influence autre que l'humidité, puisque nous aurions régénération pendant la période sèche.

Notons enfin que, d'après le calcul effectué plus haut, R doit être nul, puisque :

$$\cos. \frac{\pi}{2} = 0.$$

Enfin, comme nous avons ramené les amplitudes annuelles à être égales d'après la façon même dont nous avons calculé les valeurs x et y nous avons supposé implicitement que l'ellipse que nous devons obtenir était inscrite dans un carré. Dans ces conditions,

les écarts-types (valeur σ_1 , σ_2 , de la formule de Gauss-Bravais), pour chacune de nos variables, doivent être égaux; c'est en effet ce que montre le calcul.

Applications.

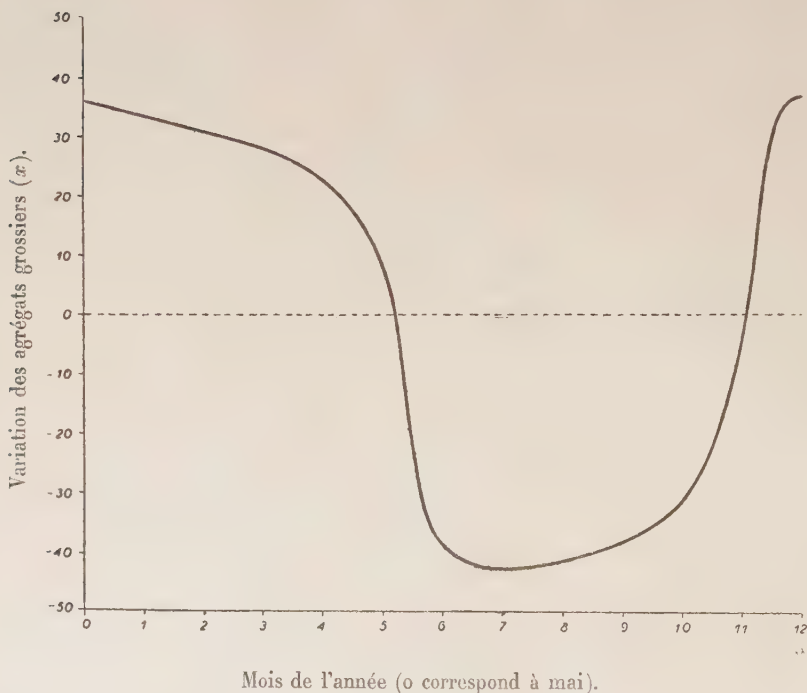
I. *Cas d'un limon témoin.* — Le coefficient de corrélation entre x et y , dans ce cas, est $R = -0,81$. Nous avons tracé sur le graphique ci-joint l'ellipse de formule :

$$\frac{x^2}{2500} + \frac{y^2}{2500} + \frac{1,62xy}{2500} = 1 - 0,81^2$$

qui représente l'ellipse, homothétique, de la courbe expérimentale, tangente au carré circonscrit.

FIG. 20. — *Évolution de la stabilité d'un sol de limon au cours de l'année.*

(Témoin : sol de Versailles. — Chaque point est la moyenne de 7 années.)



Comme les coefficients de x et de y sont égaux, les axes de l'ellipse coïncident avec les diagonales du carré.

Nous avons placé à côté de cette courbe (19) les cinq points moyens correspondant aux cinq prélèvements et aux sept années d'expérience. Bien que l'accord ne soit pas très bon, on constate cependant une périodicité extrêmement nette traduisant l'identité des valeurs de la stabilité pour une même période de l'année.

Étant donné la variation de l'aspect des saisons sous notre climat, il n'était guère possible, croyons-nous, d'observer un accord plus étroit entre les points expérimentaux et la courbe théorique.

D'après ce qui a été dit p. 59, l'existence d'un coefficient de corrélation négatif élevé indique que la régénération doit se produire pendant la période sèche.

Ce résultat nous montre que le phénomène jouant le rôle principal dans la réapparition de la stabilité est la dessiccation du sol en place. En effet, les échantillons sur lesquels nous opérons ayant été séchés au préalable, on est amené à supposer que la dessiccation du sol en place a eu un effet différent de la dessiccation du sol au laboratoire. Nous sommes donc obligés de prêter une efficacité particulière à la dessiccation du sol en masse.

La deuxième courbe (20) montrant la variation de x en fonction de la date du prélèvement précise cette déduction. On constate en effet que cette courbe est assez dissymétrique et surtout que la régénération se produit brusquement entre mars et mai, c'est-à-dire au début de la période sèche.

D'après ce que nous avons dit, comme il n'y a que deux facteurs susceptibles d'intervenir, l'hydratation des colloïdes ou la compression, et puisqu'il ne s'agit pas d'hydratation, étant donné que nous sommes dans une période de déshydratation, nous devons admettre qu'il doit y avoir compression du sol en place au cours de sa dessiccation.

Nous avons pu mettre cette compression en évidence par l'expérience suivante : une motte de terre a été percée d'un trou et serrée autour d'un tube de caoutchouc; ce tube de caoutchouc était monté sur un tube de verre et nous avons introduit dans cet appareil une certaine quantité de mercure. L'extrémité du tube de caoutchouc est ensuite bouchée. En plaçant le tube verticalement et abandonnant l'ensemble à la dessiccation, nous avons pu observer, après trois à quatre jours, une élévation du niveau du mercure de 20 à 25 centimètres, montrant la compression exercée par la terre. Il est possible de tarer ces appareils et de faire la part exacte de la pression exercée par la terre. Il suffit pour cela, après avoir enlevé la motte de terre, d'incliner le tube de verre jusqu'à ce que le mercure atteigne la limite qu'il avait atteinte quand la terre exerce la pression. La projection verticale de la longueur du tube dans ces conditions nous donne la charge supportée par le caoutchouc; en soustrayant cette charge de la hauteur totale du mercure en fin d'expériences, on a la charge réellement supportée par la terre. Nous avons trouvé ainsi que les pressions étaient de l'ordre de 60 centimètres de mercure.

Cette pression est d'ailleurs certainement inférieure à la pression réelle que pourrait supporter la terre, puisque l'équilibre n'a jamais été atteint, c'est-à-dire puisque la hauteur de mercure dans le tube n'a jamais été telle que le phénomène se soit arrêté. D'autre part, nous avons obtenu avec de l'eau des variations de niveau du même ordre de grandeur, ce qui prouve que la pression exercée par le mercure a été négligeable.

En installant des appareils de ce genre dans le sol en place, nous avons pu observer des variations du niveau du mercure de l'ordre de 1 à 2 centimètres seulement, mais dans ces conditions l'hétérogénéité du milieu est telle qu'il est difficile d'obtenir un contact constant et homogène entre le sol et le tube de caoutchouc.

Enfin, pour vérifier l'influence de ce genre de dessiccation, nous avons prélevé de la terre en grosses mottes; une partie de l'échantillon a été émietlée et séchée, le reste a été séché en mottes. Les résultats sont consignés dans le tableau ci-dessous :

INFLUENCE DE LA DESSICCATION DE LA TERRE EN MOTTES.

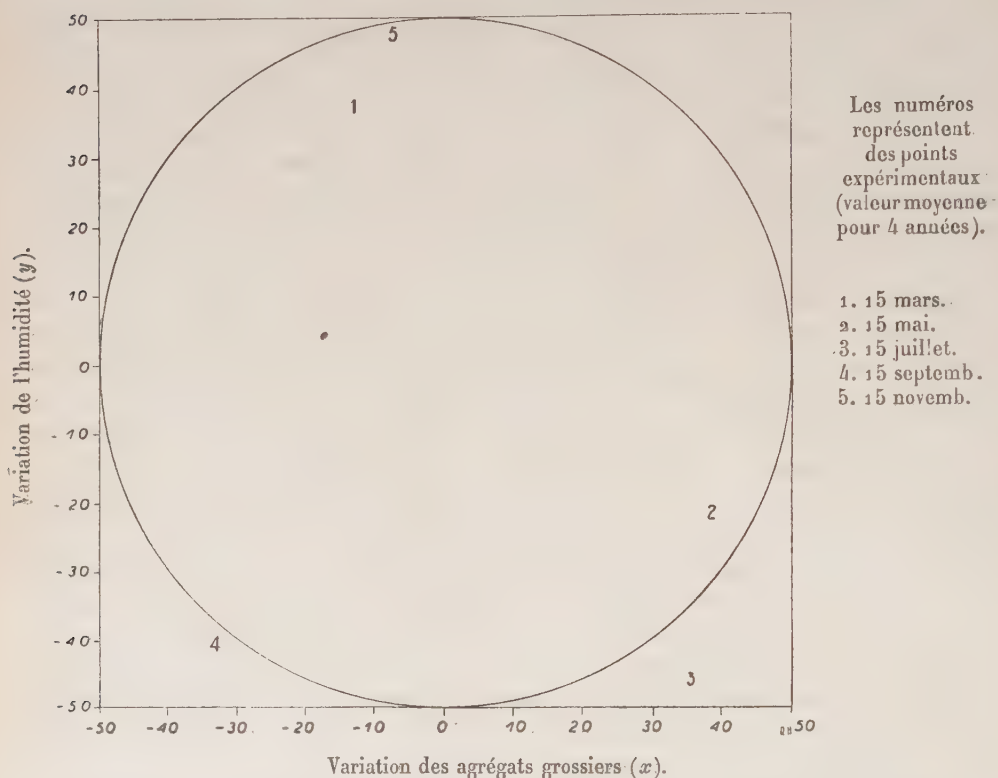
	SÉCHÉE EN MOTTES.	SÉCHÉE APRÈS ÉMIETTENT.
Éléments $> 0,2$ m/m.....	19	15

L'examen de ce tableau nous montre qu'une terre séchée en mottes est plus stable que la terre séchée après avoir été émietlée.

II. *Cas d'un limon ayant reçu du nitrate de soude.* — Le sol-témoin ne présente pas une capacité particulière d'hydratation. Au contraire, le sol ayant reçu du nitrate de soude et ayant, de ce fait, fixé des quantités importantes de Na, s'hydrate nettement plus que le témoin. Nos observations au laboratoire nous conduisaient à penser qu'un tel sol devait présenter une régénération plus rapide que le témoin.

Afin d'avoir des résultats plus comparables, nous n'avons utilisé que les quatre dernières années du traitement, mais, afin d'avoir des observations plus sûres, nous avons utilisé les deux parcelles en expérience.

FIG. 21. — Courbe moyenne montrant la variation des agrégats grossiers ($>0,2 \text{ mm}$) en fonction de l'humidité.



Le coefficient de corrélation calculé est nul, ce qui montre que l'angle de décalage U doit être $\frac{\pi}{2}$. La courbe (21) représentant la variation de la stabilité en fonction de l'humidité du sol est une circonférence. On constate un excellent accord entre la courbe théorique et la disposition des points expérimentaux (chaque point est la moyenne de huit déterminations portant sur quatre années).

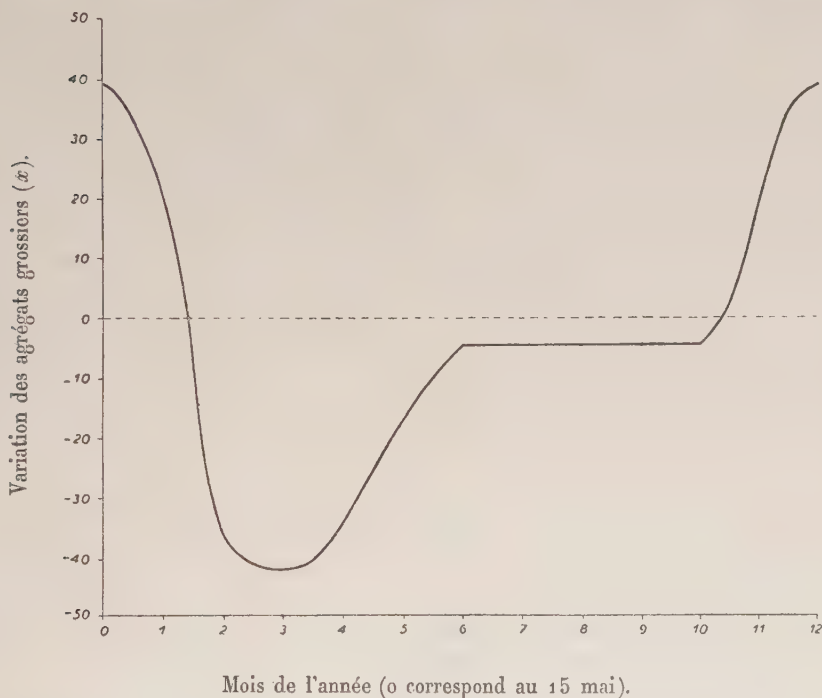
Dans le graphique suivant 22, nous avons représenté la variation de la quantité d'éléments grossiers en fonction de la date du prélèvement. On constate qu'elle est dissymétrique et le résultat obtenu ($\dot{U} = \frac{\pi}{2}$) est l'effet d'une compensation, il n'implique pas la validité de l'hypothèse initiale.

Contrairement à ce qui a été observé avec le sol-témoin, il apparaît dès les mois d'été une chute brusque de la quantité d'éléments grossiers. Par contre, dès le mois de

novembre, une régénération partielle apparaît. La quantité régénérée reste constante jusqu'au mois de mars. Enfin, au mois de mai, on constate une nouvelle régénération. L'interprétation de ces résultats nous semble être la suivante :

Les pluies d'été ont une action très marquée puisque nous avons à faire à un sol qui se disperse plus facilement. Dès le mois de novembre, le sol ayant une capacité d'hydratation élevée, une régénération se produit. Il est bien entendu que cette régénération se produit par dessiccation lors du prélèvement et non dans le sol en place. Cette régénération est identique au mois de mars, probablement parce que l'effet d'hydratation avait atteint son maximum en novembre. Enfin, la seconde régénération observée en mai est due à la dessiccation du sol en place comme dans le cas du témoin.

FIG. 22. — Évolution de la stabilité au cours de l'année (sol Na-sol de Versailles).



Conclusions. — Nous considérons donc comme démontré que les deux facteurs prévus l'hydratation et la compression du sol, sont bien ceux qui interviennent pratiquement pour conditionner l'évolution de la stabilité.

Ces résultats sont en accord avec un certain nombre d'observations pratiques : il est par exemple bien connu que les terres au printemps présentent des qualités plastiques toutes particulières qui confèrent au sol un comportement tel que son travail est rendu très délicat. Si, en effet, une période de sécheresse survient peu de temps après le labour, le praticien éprouve une grande difficulté à émietter le sol.

Évolution des éléments fins.

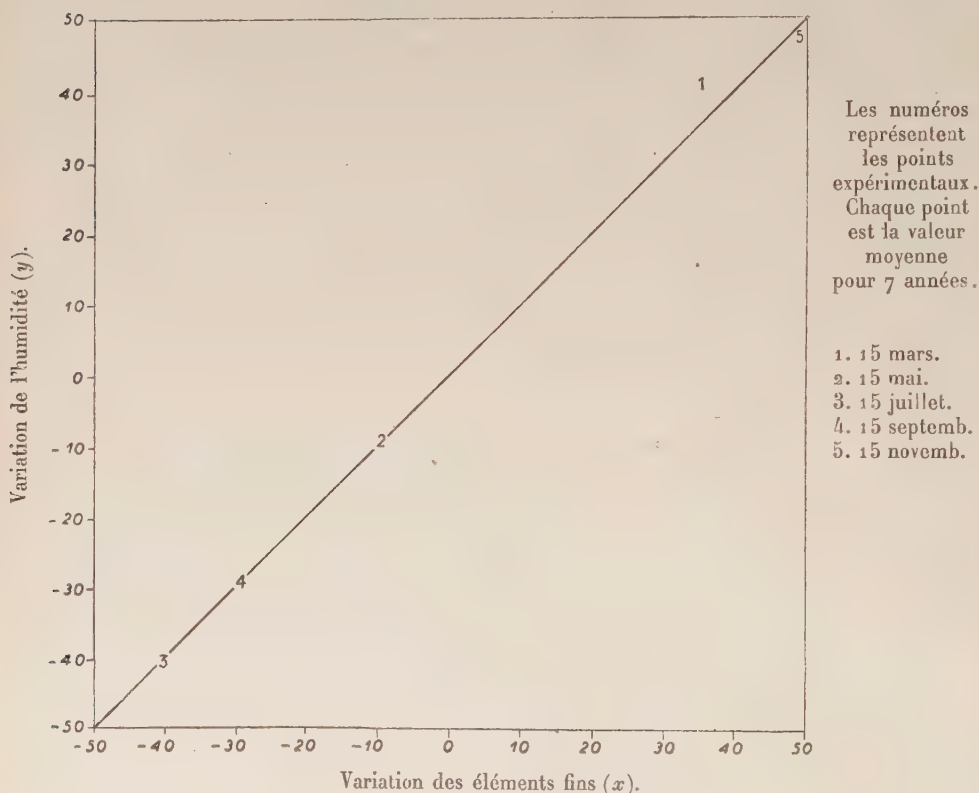
Au cours des expériences précédentes, nous avons également déterminé la quantité d'éléments fins obtenus à l'analyse des agrégats ($< 0\text{ millim. } 0.2$). Nous savions, d'après les expériences de laboratoire, que la quantité d'éléments fins devait croître en fonction

directe de l'humidité du sol, sauf toutefois pour les périodes de longue humidité.

Les résultats reportés sur le graphique ci-joint 23 montrent qu'il existe effectivement une corrélation directe entre la teneur en éléments fins et l'humidité du sol lors du prélèvement.

Cette observation est en accord avec l'expérience de Vinokurov.

FIG. 23. — Relation entre la variation de l'humidité du sol et le p. 100 d'éléments fins ($< 0,02 \text{ m/m}$) obtenu par l'analyse des agrégats.
(Témoin : sol Versailles.)



Nous constatons encore ici l'influence prévue de l'hydratation qui, d'ailleurs, intervient seule puisque, ainsi que nous l'avons dit, la compression du sol agit sur le phénomène d'éclatement, mais n'agit pas sur le phénomène de dispersion. Ceci démontre à nouveau que le phénomène de pectisation des colloïdes argileux est le résultat de liaisons irréversibles prenant naissance uniquement lors de la dessiccation de colloïdes hydratés.

Résumé et conclusions générales.

L'étude de la structure est liée à la nécessité dans laquelle se trouvent les praticiens de créer pour la plante un milieu suffisamment aéré et humide. Comme il est, d'autre part, nécessaire que l'état physique initial du sol, obtenu par le travail des machines aratoires, persiste pendant la durée de la végétation, on est amené à étudier le degré de constance de l'état physique initial ou, autrement dit, la stabilité de la structure.

Nous avons divisé cette étude en deux parties, correspondant à :

- a. La dégradation qui se traduit par l'affaissement du sol sous l'action de l'eau et la diminution de stabilité qui est corrélatrice à ce phénomène ;
- b. La régénération qui constitue le phénomène inverse, le sol retournant à un état poreux et retrouvant sa stabilité antérieure.

La dégradation de la structure s'effectue d'après les deux mécanismes suivants :

1. L'éclatement des mottes, provoqué par la pénétration de l'eau, sous l'influence des forces capillaires dans les petits pores du sol ;
2. Par l'ensemble des phénomènes caractérisant la dispersion, c'est-à-dire le gonflement et la dispersion proprement dite, ou autrement dit pour la séparation des micelles sous l'influence de leur affinité pour l'eau.

En écrivant que ces phénomènes étaient sous la dépendance de la cohésion du sol et de l'affinité du sol pour l'eau, nous avons pu montrer que la condition d'éclatement peut s'exprimer par la formule :

$$rC + C_l < 2A$$

où :

r est le diamètre des plus gros capillaires du sol ;

C est la cohésion apparente de la terre (ensemble argile et sable) ;

A est l'affinité du sol pour l'eau ;

C_l est la cohésion de l'eau ;

et que la condition de dispersion peut s'exprimer par la formule :

$$C_s + C_l < 2A$$

où C_s ⁽¹⁾ est une valeur s'appliquant à l'argile seule.

Nous sommes donc amenés à considérer deux cohésions C_s , la cohésion réelle qui est la plus élevée et représente la cohésion propre de l'argile, C qui est la cohésion apparente dont la valeur dépend de la liaison du sable et de l'argile, et de l'homogénéité de leur assemblage.

En comparant les deux conditions de destruction, on admet aisément que l'éclatement doit se produire pour des valeurs de A qui ne produisent pas encore la dispersion, D'autre part, l'éclatement ne doit jouer vraisemblablement que pour des particules assez grosses, de l'ordre de grandeur du $1/10^{\circ}$ de millimètre, à l'intérieur desquelles il existe des pores suffisamment gros pour que l'on puisse considérer que les phénomènes capillaires suivent les lois normales de la capillarité et des fissures créant des zones de moindre résistance.

⁽¹⁾ Exprimée en énergie libre par unité de surface.

Les expériences que nous avons réalisées permettent de conclure que les facteurs envisagés jouent bien le rôle qui leur est attribué. On peut également relier à ces résultats les constatations de la pratique agricole. Par exemple, les matières humiques provenant de l'apport de fumier ou d'engrais verts, une fois fixées par l'argile et séchées, vont communiquer à cette dernière une hystérésis d'humectation qui conférera aux particules terreuses une grande stabilité. Par contre, Na produit l'effet inverse en augmentant l'affinité sol-eau. La teneur en argile d'une terre et l'augmentation de sa cohésion par pétrissage sont des agents de stabilisation.

Nous avons montré ensuite que la formation de mottes cohérentes qui constitue l'une des phases de la régénération ne pouvait se produire que si les colloïdes étaient desséchés après avoir atteint un état d'hydratation minimum ou avoir été malaxés, ce qui facilite le contact entre les micelles argileuses en les orientant. La nature des liaisons assurant la cohésion des micelles argileuses et le mécanisme de la pectisation sont encore mal connus. Ce sont ces liaisons qui conditionnent la résistance à la dispersion et qui sont mesurées par la valeur Cs.

Ayant ainsi étudié la dégradation et la régénération des éléments de la structure, nous avons étudié l'évolution de la stabilité de deux terres. L'une était un limon saturé par Ca et l'autre un limon ayant reçu des quantités importantes de nitrate de soude. Les résultats qui portent sur sept années d'observation ont permis l'établissement de courbes reliant l'humidité du sol au moment du prélèvement à la stabilité de la fraction grossière. Ce sont soit une ellipse (témoin) soit un cercle (parcelle ayant reçu du nitrate de soude).

L'analyse de ces résultats montre que l'augmentation de stabilité résulte de la compression spontanée du sol en place due à la contraction produite par la dessiccation. Dans le cas d'une terre ayant fixé Na et ayant acquis de ce fait une tendance accrue à l'hydratation, on observe en plus une régénération partielle due à l'hydratation.

Ces constatations nous amènent à dire que le problème de la structure est fonction à la fois des propriétés physico-chimiques du sol et des conditions de climat auquel ce sol est soumis. On peut remarquer d'autre part que les facteurs que nous avons mis en évidence sont justement ceux qui servent à classer les types de sol en pédologie. Or, l'une des caractéristiques les plus marquantes pour un type pédologique est la forme même des mottes de terre. C'est cette forme qui conditionne l'architecture du sol (le pédologue dit « structure »). L'identité de ces facteurs n'est pas un accident. La structure que nous avons examinée du point de vue de l'évolution est aussi celle que le pédologue envisage du point de vue systématique et l'on peut espérer qu'un jour viendra où l'on pourra expliquer l'un par l'autre.

En définitive, ce premier essai d'explication de la stabilité de la structure et de son évolution à l'aide de données physico-chimiques montre que l'on peut arriver à représenter le mécanisme des phénomènes à l'aide de quelques variables seulement. Dans notre esprit, il constitue beaucoup plus un plan d'étude du phénomène qu'une théorie définitive des faits.

APPENDICE.

CARACTÈRES DES TERRES UTILISÉES DANS CE TRAVAIL.

	MAT. ORG.	ARGILE.	LIMON.	S. FIN.	S. GROS.	REMARQUES.
	P. 100.	P. 100.	P. 100.	P. 100.	P. 100.	
Versailles.....	3,0	17,3	5,7	69,3	2,7	Sol cultivé près Station d'Agro- nomie.
Versailles-Forêt :						
Horizon A.....	6,5	15,4	15,4	61	1,7	Sol brun, légèrement lessivé - N ₁ .
Horizon B.....	0,3	20,2	16,9	60,5	2,00	Sol brun, légèrement lessivé - N ₁ .
Sablrière (Versailles):						
Horizon A.....	2,4	7,9	7,3	78,6	3,6	Sol podzolique alcalin V ₁ .
Horizon B.....	0,2	28,7	2,5	67,3	1,4	<i>Idem.</i>
* Limon blanc (Oise),	1,6	7,9	8,15	76,7	4,8	D'après Drouineau le limon**, blanc constitue l (horizon A) et le limon rouge f' (horizon B) d'un sol podzolique rema- nié par l'érosion.
* Limon rouge	2,3	18,4	9,4	67,8	2,00	
* Terre argileuse (Oise).	2,9	57,3	7,2	27,6	4,5	
Terre latéritique (Ar- gentine).		70 p.100 environ.				Provenance : gouvernement de Missions.

Ces terres ne contiennent pas ou très peu de calcaire. Elles sont neutres ou alcalines, sauf l'horizon A de la forêt, dont le pH est 5,7

* Analysées par la Station Agronomique d'Amiens.

** C. R. Acad. Agric., t. 22, 1936, p. 62.

BIBLIOGRAPHIE.

1. VIRGILE in R. BILLARD. — *L'Agriculture dans l'antiquité*, 1 vol. — E. Bouard, Paris, 1928.
2. COLUMELLE in R. BILLARD. — *L'Agriculture dans l'antiquité*, 1 vol. — E. Bouard, Paris, 1928.
3. OLIVIER DE SERRES. — *Théâtre de l'Agriculture*. — Paris, 1804, t. I.
4. DEHÉRAIN. — *Traité d'Agronomie*, 1 vol. — Masson, Paris, 1904.
5. S. HENIN. — *La structure des sols*. — Transact. of the First Commission A. I. S. S., vol. A. 1938.
6. APSITS. — *Bodenk. und Pflanzen*, 48, 1937, p. 336.
7. BRAUN BLANQUET. — 1 vol., Mac. Graw Hill, 1932.
8. RAULIN. — Thèse de doctorat. — Masson, Paris, 1925.
9. WINOGRADSKY. — *Chim. et Ind.*, t. XI, 1924, p. 51 T.
10. G. J. BOUYOUCOS. — *Soil Science*, t. 28, 1929, p. 27.
11. A. DEMOLON et S. HÉNIN. — *Recherches sur le sol*, t. III, 1932, p. 1.
12. J. BOURDELLE. — *Les essais de machines agricoles*, 1 vol. — Dunod, 1932.
13. TH. SCHLOESING. — *Encyclopédie Frémy*, t. X. — Dunod, Paris, 1885.
14. GOLLAN. — *Ann. de la Sc. agron.* — 1930, p. 142.
15. YODER. — *Journal of the Am. Soc. of Agr.*, t. 28, 1936, p. 337.
16. ACHROMEIKO. — C. R. Conférence de Versailles, 1934, 1 vol., p. 109.
17. BARY. — *Revue générale des colloïdes*, t. VIII, 1928, p. 85.
18. HAINES. — *Journal of the Agric. Sc.*, t. XIII, 1923, p. 296.
19. CLAYTON. — *The Theorie of Emulsion*, 1 vol. — Churchill, London, 1935.
20. A. DEMOLON et G. BARBIER. — C. R. Ac. Sc., t. 188, 1928, p. 154.
21. MYERS. — *Soil Sc.*, t. 44, 1937, p. 331.
22. ZYGMONDY. — *Chimie colloïdale* (traduction française), 1 vol. — Dunod, Paris, 1926.
23. G. BARBIER. — *Ann. Agr.* (nouvelle série), 1935, p. 765.
24. WOLNY. — *Ann. Agron.*, 1895, p. 565.
25. KVANISKOV et TIMOFEIVA. — *Pedology*, t. 32, 1937, p. 80.
26. PASCHALL, BURKE et BAVER. — *Bull. Amer. Soil Survey Association*, 16, 1935, p. 44.
27. LECOMTE DU NOUY. — *Équilibre superficiel des solutions colloïdales*, 1 vol. — Masson, 1929.
28. FIRTH in *Tables Internat. de Constantes* (Ch. MARIE), vol. X, 1^{re} partie, 1925, p. 65.
29. FOOTE et SHALES. — *Tables Internat. de Constantes* (Ch. MARIE), vol. II, 1911, p. 114.
30. VILENSKY. — C. R. A. I. S. S. Conférence de Versailles, 1934, p. 97.
31. TIULIN. — *Transact. of the Cis. Uralian Agr. Exp. Stat.*, n° 2, 1928.
32. GORKOVA. — *Pedology*, 32, 1937, p. 236.
33. KEEN. — *Physical Properties of the Soil*, 1 vol. — Longmans, London, 1931.
34. GOUY. — C. R. Ac. Sc., t. 149, 1909, p. 655.
35. DUCLAUX. — in Alexander, *Colloid Chemistry*, t. I, *The Chemical Catalog N. York*, 1927, p. 515.
36. MATTSON. — *Transact. of the I Internat. Congress of A. I. S. S. Washington*, 1927, vol. 2, p. 185.
37. SCHOFIELD. — *Transact. of the 3 Internat. Congress of A. I. S. S. Oxford*, 1935, t. I, p. 30.
38. S. HENIN. — *Ann. Agron.*, X, 1935, p. 44.
39. G. BARBIER. — *Ann. Agron.*, V, 1935, p. 765.
40. A. DEMOLON et E. BASTISSE. — C. R. Ac. Sc., t. 195, 1932, p. 790.
41. HELTZER. — C. R. de la Section soviétique de l'A. I. S. S. — Moscou, 1934, p. 73.
42. KOTZMAN. — *Mezog. Kutatasok* (Budapest), t. VIII, 1935, p. 147.

43. JANERT. — *Land amelioration in Germany*. — Imperial Bureau of Soil Sce (Technical Communication n° 27), 1933.
44. BEHRENS. — *Zeits. f. Pflanz.*, t. 41, 1935, p. 38.
45. S. HENIN. — *Ann. Agron.*, 1936, p. 455.
46. H. BURGEVIN. — C. R. A. I. S. S. Conférence de Versailles, 1934, p. 243.
47. PURI et KEEN. — *Journal of Agric. Sce*, t. XX, 1925, p. 147.
48. JUNG. — *Kolloid Beihefte*, 1925, p. 171.
49. SCHOFIELD. — C. R. A. I. S. S. Conférence de Versailles, 1934, p. 185.
50. L. BERTRAND et LANQUINE. — *Recherches et Inventions*, 1922, p. 34.
51. HENDRICKS et FRY. — *Soil Sce*, 1930, t. 29, p. 457.
52. MARSHALL. — *Proceedings of the Soil Sce Sty America*, t. I, 1936.
53. A. BOUTARIC. — *Ann. Agron.*, (nouvelle série), t. VII, 1937, p. 508.
54. KELLEY. — *Transact. of the 3 Internat. Congress. Oxford A. I. S. S.*, 1935, t. III, p. 88.
55. P. URBAIN. — *Les argiles*, 1 vol. — Hermann, 1937.
56. SIDERI. — *Soil Sce*, vol. 41, 1936, p. 275.
57. VERSHININ et KONSTANTINOVA. — *Pedology*, t. 32, 1937, p. 183.
58. E. W. RUSSELL. — *Transact. of the Royal Sty, A*, 1934, p. 361.
59. HARKINS. — in Alexander. *Colloid Chemistry (The Chemical Catalog)*. — New York, 1927, t. I, p. 192.
60. TIULIN. — C. R. Section soviétique A. I. S. S. — Moscou, 1934, p. 57.
61. LUTZ. — *Transact. of the Soil Sce Sty of America*, t. I, 1936, p. .
62. FREUNDLICH. — *Thixotropy*, 1 vol. — Hermann, 1937.
63. MOISSEIEV. — *Pedology*, 32, 1937, p. 379.
64. KOVALEVSKAIA. — *Pedology*, 32, 1937, p. 511.
65. HAMMAKER. — *Physica* 1937, 4, p. 1058; *Recueil des trav. de chimie des Pays-Bas*, t. 57, 1938, p. 61.
66. HELLER et QUIMPF. — C. R. Ac. Scs, t. 205, 1937, p. 1394.
67. STEENKAMPF. — *Soil Sce*, vol. 25, 1928, p. 327.
68. WINOKUROV. — *Pedology*, t. 23, 1928, p. 92.
69. G. W. SCOTT BLAIR et YATES. — *Journal of the Agric. Sce*, t. 22, 1932, 639.
70. MONTESSU DE BALLORE. — *La méthode de corrélation* (collection Scienica), 1 vol. — Gauthier-Villars, Paris.

Photo 5.



Filament d'argile orientée
par dessiccation rapide.

(Gr. 30 nicols croisés.)

Photo 2.



Orientation radiale des micelles
d'un dépôt d'argile formé sur une électrode — est punctiforme et au centre
l'électrode — est punctiforme et au centre

(Gr. 30 nicols croisés.)

Photo 7.



Au centre de la photographie, fragment d'argile
ayant acquis spontanément une orientation radiale
par immersion dans l'eau
provoquant la formation d'une croix noire déformée.

(Gr. 30 nicols croisés.)

DEUXIÈME THÈSE.

Propositions données par la Faculté :

LES PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES DES ARGILES.

VU ET APPROUVÉ :

Paris, le 22 novembre 1938.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

Ch. MAURAIN.

Vu

ET PERMIS D'IMPRIMER :

Le Recteur de l'Académie
de Paris,

G. ROUSSY.

